

42/2/2010
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava



Vedecký redaktor – Editor in Chief

ZOLTÁN NÉMETH

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

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman

BRANISLAV ŽEC

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

VLADIMÍR BEZÁK, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
MIROSLAV BIELIK, Geofyzikálny ústav SAV Bratislava
DUŠAN BODIŠ, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
IGOR BROSKA, Geologický ústav SAV Bratislava
KLEMENT FORDINÁL, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
PETER HANAS, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava
MARTIN CHOVAN, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
VLASTA JÁNOVÁ, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava
JURAJ JANOČKO, Fakulta BERG TU Košice
MILAN KOHÚT, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
PATRIK KONEČNÝ, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
LUDOVÍT KUCHARIČ, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava

JÁN MADARÁS, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
PETER MALÍK, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
JOZEF MICHALÍK, Geologický ústav SAV Bratislava
DANIEL OZDÍN, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
LUBOMÍR PETRO, Štátny geologický ústav D. Štúra Košice
DUŠAN PLAŠIENKA, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
MARIÁN PUTIŠ, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
MARTIN RADVANEC, Štátny geologický ústav D. Štúra Sp. N. Ves
JÁN SOTÁK, Geologický ústav SAV Banská Bystrica
LADISLAV ŠIMON, Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
PAVEL UHER, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúca redakcie – Managing editor

Gabriela Šipošová

gabriela.siposova@geology.sk

Jazykoví redaktori – Lingual editors

**Janka Hrtusová, Edita Čontofalská, Elena Behúňová,
Lucia Jasinská, Zoltán Németh**

Technická redaktorka – Production editor

Alena Wolfová

alena.wolfova@geology.sk

Redaktorka – Editorial assistant

Mária Dryjová

maria.dryjova@geology.sk

Tlač – Printing

Ladislav Martinský

ladislav.martinsky@geology.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086), EČ 3534/09, vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava. Tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava.

Predplatné v roku 2010 vrátane DPH a poštovného pre jednotlivcov 15,03 €, pre členov SGS a geologických asociácií 12,65 €, pre organizácie 18,55 €. Cena jednotlivého čísla je 2,97 € + poštovné. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach. Konverzný kurz: 1 € = 30,1260 Sk.

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 (ISSN 0369-2086) is published quarterly by the State Geological Institute of Dionýz Štúr Bratislava. Subscription for 2010 calendar year: 29.63 €. Price of one number is 2.97 € plus postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to address of Editorial office: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Library), Jesenského 8, SK-040 01 Košice, Slovakia. Phone: ++421/55/625 00 46, ++421/55/625 00 43; fax: ++421/55/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail to library: secretary.ke@geology.sk.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

www.geology.sk/mineralia

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Plašienka, D. & Mikuš, V.

Geologická stavba pieninského a šarišského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku

Geological setting of the Pieniny and Šariš sectors of the Klippen Belt between Litmanová and Drienica villages in the eastern Slovakia

155

Starek, D., Aubrecht, R., Sliva, L. & Józsa, Š.

Sedimentary analysis of the Cretaceous flysch sequences at the Zemianska Dedina locality (Nižná Unit, Pieniny Klippen Belt, northern Slovakia)

Sedimentárna analýza kriedového flyšu na lokalite Zemianska Dedina (nižnianska jednotka, bradlové pásmo, severné Slovensko)

179

Ledvák, P.

First record of *Traumatocrinus* stem in the Triassic basinal deposits of the Western Carpathians, Slovakia

Prvé zistenie stopky rodu *Traumatocrinus* v sedimentoch triasového bazénu v Západných Karpatoch

189

Bednarik, M. & Liščák, P.

Landslide susceptibility assessment in Slovakia

Hodnotenie náchylnosti územia Slovenska na zosúvanie

193

Brček, M., Vařilová, Z., Greif, V. & Vlčko, J.

Stanovenie teplotného poľa pieskovcového masívu Pravčickéj brány (ČR) na základe zhodnotenia denných a ročných teplotných cyklov

Temperature field determination at the Pravčická brána sandstone rock arch (Czech Republic) from the diurnal and annual temperature waves

205

Durmeková, T., Janega, A. & Adamcová, R.

Posúdenie vplyvu degradačných laboratórnych skúšok na kamene pomocou optickej porozimetrie

Assessment of laboratory deterioration tests impact on stones by means of optical porosimetry

217

METODICKO-REŠERŠNÁ ČASŤ – METHODOLOGY AND SUMMARIES

Wagner, P., Ondrejka, P., Iglárová, L. & Fraštila, M.

Aktuálne trendy v monitorovaní svahových pohybov

Current trends in the monitoring of slope movements

229

Pivko, D.

Významné horniny používané ako opracované kamene v historických pamiatkach Slovenska

Important rocks used like finely dressed stones in historical monuments of Slovakia

241

OBÁLKA: Skalné okno v hornej časti bradla Sokol v doline Kamenického potoka, medzi Kamenicou a Kyjovom, šarišský úsek bradlového pásma na východnom Slovensku. Bradlo – olistolit v milpošskej brekcii – je tvorené najmä strednojurským krinoidovým vápencom niedzickej sukcesie (k článku Plašienku a Mikuša v tomto čísle). Foto D. Plašienka.

COVER: Rock window in the upper part of the Sokol klippe, the Kamenický potok valley between the Kamenica and Kyjov villages, the Šariš sector of the Klippen Belt in the eastern Slovakia. The klippe – an olistolith within the Milpoš Breccia – is predominantly composed of the Middle Jurassic crinoidal limestone of the Niedzica Succession (see the paper by Plašienka and Mikuš in this issue). Photo D. Plašienka.

SEMINÁR – SEMINARY

Chovan, M. & Bačík, P.

Vedecko-vzdelávacie centrum excelentnosti pre výskum pevnej fázy

(Seminár Rtg. prášková difraktometria a IČ spektroskopia

Scientific-educational center of excellence for research on solid phase

(Seminar X-ray powder diffraction and IR spectroscopy) 249

Madarás, J.

International field workshop on neotectonics. Vikartovce fault (VIF) & Muráň fault (MUF) – Vernár,

Slovakia, 15. – 18. 10. 2009

Medzinárodný terénny workshop so zameraním na neotektonickú aktivitu vikartovského a muránskeho

zlomu – Vernár, 15. – 18. 10. 2009 254

Jurkovič, Ľ., Slaninka, I. & Ďurža, O.

Geochemia 2009

Geochemistry 2009 261

Chmielewská, E.

Zeolit spája... (Medzinárodná konferencia o zeolite, Teherán, 29. – 30. 4. 2010)

Zeolite connects... (2th IIZC International Zeolite Conference – Tehran, 29. – 30. 4. 2010) 263

Bendík, A.

Amonitová fauna v zbierkach Slovenského národného múzea v Martine – Múzea Andreja Kmeťa

Ammonite fauna in the collection of the Slovak National Museum in Martin – the Andrej Kmeť Museum 264

RECENZIE – REVIEWS

Vozárová, A.

M. DYDA: Horninotvorné minerály pod mikroskopom. Recenzia vysokoškolskej učebnice

Review of the university textbook: The rock-forming minerals under the microscope

by Doc. RNDr. Marian Dyda, CSc. 268

Majdán, M.

I. REIFF a kol.: 100 rokov priemyselnej ťažby uhlia – Baňa Handlová

Mine Handlová – 100 years of industrial coal exploitation, 1. issue by I. Reiff et al., review 269

Slavkovský, J.

E. DOBRA: Geotermika na východnom Slovensku. Recenzia publikácie

Review of the publication Geothermics in the Eastern Slovakia written by RNDr. Eduard Dobra 270

Majzlan, J.

Kvalita namiesto kvantity

Quality instead of quantity 271

Vízi, L. & Kondela, J.

Nový „vírus“ alebo „Nové trendy hodnotenia ložísk nerastných surovín: aplikácia na ložisko magnezitu

Jelšava – Miková“ od Petra Španeka

New “virus” or “New trends in mineral deposits evaluation: Case study in Jelšava – Miková magnesite deposit”

by Peter Španek 272

Geologická stavba pieninského a šarišského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku

DUŠAN PLAŠIENKA a VOJTECH MIKUŠ

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; plasienka@fns.uniba.sk; mikusv@fns.uniba.sk

Geological setting of the Pieniny and Šariš sectors of the Klippen Belt between Litmanová and Drienica villages in the eastern Slovakia

The paper outlines the tectonic setting, lithostratigraphic composition and structural evolution of the Pieniny Klippen Belt (PKB) and neighbouring zones in the north-eastern Slovakia. The newly-defined Šariš Unit is the lowermost structural element of the PKB s.s. (Oravic Superunit) that overrides and/or juxtaposes the External Carpathian Magura Superunit – its innermost Krynica (Čergov) Zone. The Šariš Unit is dominantly composed of Upper Cretaceous hemipelagic variegated shales and by the coarsening-upward, deep-marine clastics (Maastrichtian – Lower Eocene Jarmuta and Proč Fms.) terminated by the chaotic breccias with olistoliths derived from the overriding Subpieniny Nappe. In fact, lots of “klippen”, considered to be of tectonic origin until now, appear to represent olistoliths. The Subpieniny Nappe includes ridge-related, comparatively shallow-water PKB successions (Czorsztyn, Niedzica, Czertezik) ending with uppermost Cretaceous synorogenic turbidites and breccias composed of material originated in the highermost Oravic unit – the Pieniny Nappe. The latter consists of basinal successions ranging from the Middle Jurassic to the Lower Senonian. The outward younging synorogenic clastic formations of the three superposed Oravic units clearly record their latest Cretaceous to Early Eocene stacking succession. The post-stacking period was first governed by extensional collapse and deposition of the overstepping, Middle Eocene – Oligocene Údol Succession. Subsequently, the PKB attained its final tectonic form by the post-Paleogene dextral transpression. During transpression, the Oravic nappe stack was strongly modified, up to almost entirely disintegrated by additional shortening, narrowing and along-strike stretching within the wrench corridor that follows the Central/External Carpathian boundary. The PKB usually centres a broad positive structural flower, whereby the originally linear fold-and-thrust structures were in many places transformed to systems of en-echelon brachyfaults oriented at acute angles to the PKB boundaries.

Key words: Pieniny Klippen Belt, lithostratigraphy, regional tectonics, structural evolution, Western Carpathians

Úvod

Na svete je len málo konvergentných orogénov, v ktorých by ich externé zóny – akrečný klin, resp. vrásovo-násunové pásmo predpolia – boli tak dôkladne ostro oddelené od interných zón budovaných kôrovými príkrovmi fundamentu, ako je tomu v Západných Karpatoch. Tento kontakt je tu navyše sprevádzaný výnimočne dlhou a výnimočne úzkou zónou s výnimočne komplikovanou vnútornou stavbou, ktorú poznáme ako pieninské bradlové pásmo (ďalej len PBP). Nečudo, že už od prvých pokusov o implementáciu princípov platňovej tektoniky do posudzovania stavby a vývoja Karpát sa bradlové pásmo považuje za sutúrnú zónu, aj keď na jeho povrchovej stavbe ofiolitové komplexy v primárnej pozícii nikde nevystupujú, a teda hovoriť priamo o oceánskom šve nemožno. Predsa však nahromadenie jednotiek odlišnej, neraz vzdialenej paleogeografickej proveniencie a často bez priamych

vzťahov k okolitým jednotkám, indikuje mimoriadny rozsah skrátenia v tejto úzkej zóne. Paleogeografická samostatnosť hlavnej súčasti PBP – jednotiek oravika – zasa svedčí o tom, že PBP reprezentuje fosílné platňové rozhranie, dokonca dvojnásobné. Označenie sutúra je preto celkom oprávnené.

Pre sutúry sú všade po svete typické chaotické, vnútorne dezorganizované, horninové komplexy. Do značnej miery to platí aj pre PBP, ktoré obsahuje mnoho hruboklastických sedimentárnych formácií typu olistostróm alebo „divokého flyša“ a aj samotná bradlová stavba akoby často nemala žiadny plán. Aj preto ho svojho času Andrusov označil za „ohromnú tektonickú brekciu“, Birkenmajer jeho určité úseky prirovnal k „hroziakam v koláči“, ďalší spomínali „neobyčajný chaos“, „bizarný štýl“, „melanž“, „div prírody“, či dokonca „tektonicky jedno z najzložitejších území na Zemi“ (Andrusov a Scheibner, 1968). V bradlovom pásme aj napriek jeho relatívne malému plošnému rozsahu bolo

vyčlenené množstvo tektonických jednotiek, príkrovov, sérií či sukcesí, „vývojov“ a „typov“, súvrství a členov a vyslovený bol nespočet názorov o ich paleogeografickej a tektonickej príslušnosti.

Otázka preto, celkom v súlade s teóriou chaosu, znie: dá sa v tomto bradlovom chaose nájsť nejaký poriadok, nejaké znaky vnútornej organizácie? Najväčší znalec bradlového pásma Andrusov svojho času napísal: „The intricacy of the tectonic structure of the Klippen Belt due to Laramide and post-Paleogene folding is so great that it could seem useless to look for some regularities or clear-cut types of tectonics“ (Andrusov, 1974, p. 154). Ako ale vyplynie z nasledujúcej kapitoly, mnohí z našich predchodcov (i sám Andrusov) tam nejaké znaky organizácie aspoň miestami predsa len našli, aj keď skoro každý nejaké iné. Ukazuje sa tak, že PBP, ako celok, nie je vždy len melanžou či tektonickým megakonglomerátom, ale často aj súborom normálnych sedimentárnych a príkrovových jednotiek, ktorých stratigrafické sledy cez sedimentárny záznam registrovali meniace sa podmienky sedimentácie a tým aj nepriamo tektonické udalosti riadiace tieto zmeny. Na druhej strane, vzhľadom na svoju pozíciu v orogéne a vnútornú mechanickú nehomogenitu a anizotropiu, reagovali horninové komplexy PBP veľmi citlivo aj na štruktúrotvorné napätia cez rôznorodý deformačný postih. Deformácie sa ale v podstatnej miere odohrávali vo vysokej štruktúrnej pozícii v krehkom tektonickom režime, čo veľmi sťažuje relatívne i absolútne datovanie tektonických udalostí. V súčasnosti s pestrým sedimentárnym záznamom a koreláciou paleonapätových štádií s lepšie kalibrovanými okolitými oblasťami však možno prekonať aj tento problém. Horninové komplexy, ktoré sú do stavby PBP zahrnuté, susedia s ním, či sú naň naložené, tak cez svoj sedimentárny a štruktúrny záznam poskytujú informácie o takmer nepretržitom slede tektonických udalostí od spodnej jury až po vrchný miocén, čo je dobrých 190 Ma. To je zároveň aj obdobie, počas ktorého vznikali základné rysy stavby celých Západných Karpát. Z tohto hľadiska je preto úloha PBP pri rekonštrukcii stavby a vývoja Karpát nezastupiteľná a naozaj kľúčová. Avšak skôr, ako budeme môcť aj túto vlastnosť PBP plne využiť, musíme jeho stavbu a vývoj čo najlepšie poznať v detailoch, teda v jeho jednotlivých úsekoch.

Cieľom tohto príspevku je naznačiť nový pohľad na stavbu a vývoj PBP na severovýchodnom Slovensku, ktorý vzišiel z geologických výskumov v rámci projektu APVV-0465-06 „Tektogenéza zón intenzívneho skrátenia na rozhraní externých a centrálnych Karpát“ (Tectogen), ktorý riešime v ostatných rokoch. Projekt je pomerne rozsiahly a rozsiahle sú aj doteraz získané poznatky, na ďalších sa intenzívne pracuje. To, čo je prezentované v tejto práci, je ale predovšetkým výsledkom klasického terénneho výskumu, ktorý vykonávali autori tohto príspevku.

Prehľad doterajších výskumov a názorov

Aj keď za klasickú oblasť PBP, kde sa v druhej polovici 19. storočia utvárali predstavy o jeho stavbe, možno považovať Považie a najmä poľské Pieniny, nadväzujúci

úsek pri Starej Ľubovni svojou spektakulárnou bradlovou stavbou pútal podobnú pozornosť. Nie je na tomto mieste možné spomenúť, či dokonca rozoberať všetky publikované práce, ktoré sa zaoberajú predmetným úsekom PBP. Spomenieme preto len tie hlavné, ktoré možno považovať za kľúčové pre vývoj názorov na stavbu a vývoj PBP. Za hlavné mílniky názorového progresu v otázkach tektoniky pieninského a sčasti aj šarišského úseku bradlového pásma možno považovať práce Melchiora Neumayra, Viktora Uhliga, Mecziśława Limanowského, Ludwika Horwitza, Aloisa Matějku, Bartolomeja Leška, Zdeňka Stráníka, Krzysztofa Birkenmajera, Wacława Sikoru, Mariana Książkiewicza, Jána Nemčoka a nepriamo aj syntetizujúce diela Dimitrija Andrusova a Ervína Scheibnera (citácie v ďalšom texte). Neumayr (1871), autor termínu „Pieninische Klippenzug“, tu ako prvý na základe rôzneho faciálneho vývoja rovnovekých súvrství vyčlenil dva odlišné „vývoje“ – vysokokarpatský (relatívne plytkovodný, dnes známy ako czorsztynská sukcesia) a subkarpatský (hlbokovodný, dnes označovaný ako pieninská, resp. kysucká sukcesia). Uhlig (1890, 1903) tieto nevhodné Neumayrove názvy nahradil najskôr ešte nevhodnejšími – „Versteinerungsreiche Facies“ (fácia bohatá na skameneliny) a „Hornsteinkalfacies“ (fácia rohovecových vápencov, chudobná na skameneliny). V tomto období bol ešte odporcom príkrovovej teórie a vzájomný vzťah obidvoch sérií vnímal ako síce výrazne tektonický v intenzívne deformovanej, ale v podstate autochtónnej bradlovej zóne. Bradlá samotné pokladal za akési trosky – útesy erodovaného staršieho pohoria (Inselgebirge), morfológicky vyčnievajúce nad okolité panvy, vyplňané sedimentmi bradlového obalu. To bolo podstatou tzv. „archipelovej“ (ostrovnej) hypotézy vzniku PBP, ku ktorej sa podaktorí autori utiekali ešte aj omnoho neskôr. Až v genálnej práci z roku 1907 zaviedol Uhlig dlhodobo používané termíny subpieninský vývoj a pieninský vývoj a zdôraznil pásmovú distribúciu týchto rôznych vývojov (Uhlig, 1907). Vtedy už pod vplyvom Lugeona a Suessa príkrovovú koncepciu plne akceptoval a stal sa priam ultranapistom, ako ukazuje jeho generálny profil cez Západné Karpaty. Subpieninská a pieninská séria sú tak vnímané aj v tektonickom zmysle ako čiastkové jednotky bradlového pásma (Südliche Klippenzone), ktoré celé je rozsiahlou príkrovovou štruktúrou plocho ležiacou nad beskydským príkrovom flyšového pásma (Sandsteinzone) a pod jednotkami karpatského penninika (vysokotatranský a subtatranský príkrov). Takáto interpretácia bola na svoju dobu naozaj novátorská a ani tektonickí mobilisti s ňou počas skoro celého nasledujúceho storočia príliš nepočítali, predovšetkým z hľadiska totálnej alochtónnosti subpieninskej jednotky. V určitom zmysle sa k tejto koncepcii vraciame až teraz. Predmetný Uhligov profil bol posledne prekreslený v práci Plašienku (2006), kde možno nájsť aj stručný prehľad vývoja názorov na tektoniku bradlového pásma ako celku.

V súčasnosti viac alebo menej všeobecne prijímaný model stavby PBP (napr. Birkenmajer, 1986) počíta s prítomnosťou príkrovových jednotiek líšiacich sa štruktúrnou pozíciou, ako aj rozsahom a zložením ich jursko-kriedových litostratigrafických sukcesí. Sú to

najmä dve hlavné, paleogeograficky protikladné sukcesie – prahová czorsztynská a panvová pieninská, ktoré sú späté cez viaceré „prechodné“ sukcesie so zastúpením niektorých členov typických pre tú, alebo onú hlavnú sukcesiu. Na predmetnom území sú to najmä czertezická a niedzická sukcesia, otázná je prítomnosť kysuckej (braniskej) sukcesie. Názory na vek vzniku príkrovovej stavby sa v priebehu desaťročí takisto značne menili – Uhlig (1907), preberajúc západoalpiský príkrovový model, predpokladal popaleogénny vek, Andrusov (1938) zaviedol tzv. pieninskú príkrovovú fázu medzi spodnou a strednou kriedou (pred albom), neskôr po preukázaní súvislých spodno-strednokriedových sledov v bradlových sukcesiach ju priestorovo zredukoval len na manínsku jednotku a premenoval na manínsku výzdvihovú fázu (Andrusov, 1959). Ustálil sa tak názor o subhercýnskej (predgosauskej) príkrovovej fáze v turóne, kedy vznikli príkrovy PBP spolu s príkrovmi centrálnych Karpát (napr. Andrusov, 1959, 1968; Birkenmajer, 1960; Matějka, 1963). Scheibner (1967), vcelku správne, predpokladal progradáciu vrásovo-príkrovových deformácií PBP od juhu na sever a od turónu po kampán. Podobne Matějka (1963; Matějka in Fusán, ed., 1963) pripisoval subhercýnskej fáze presun haligoveckej jednotky, kým pieninská jednotka sa presunula na czorsztynsku až počas laramského vrásnenia. Birkenmajer (1986, 1970) píše o neskorej subhercýnskej fáze vo vrchnom kampáne a nadväzujúcom laramskom spätnom násune magurskej jednotky Grajcarka. Ďalší autori pripisujú hlavný význam laramskému vrásneniu na hranici kriedy a paleogénu (Andrusov, 1974; Biely, ed., 1996), všeobecnejšie „mezoalpínskym“ udalostiam (laramsko-pyrenejským – Maheľ, 1989), ilýrskej resp. pyrenejskej fáze v eocéne (Leško, 1960; Srnánek a Salaj, 1965; Stráník, 1967; Leško a Samuel, 1968; Nemčok et al., 1990), alebo až sávskeho vrásneniu v spodnom miocéne (Uhlig, 1907; Sikora, 1974; Książkiewicz, 1977; Kováč a Hók, 1996; Potfaj, 1998).

Od posudzovania veku vzniku príkrovovej stavby PBP sa odvíjali aj pohľady na postavenie sedimentov „bradlového obalu“. Andrusov (1938) rozoznával tri úrovne tohto obalu, oddelené regionálnymi diskordanciami: strednokriedový obal (alb – cenoman); senónsky, ktorý sa usadil po subhercýnskom vrásnení (upohlavské zlepenie sa vtedy pokladali za transgresívne) a paleogénny, usadený po laramskom vrásnení. Neskôr, po akceptovaní subhercýnskeho vrásnenia ako hlavnej príkrovovej fázy, sa rozlišovali už len dve úrovne popríkrovových komplexov, a to vrchnokriedové (senónske) a paleogénne. Andrusov (1959) tak vyčleňoval tzv. rašovský (slienito-flyšový) a jarmutský (zlepencovo-pieskovcový) vývin senónskych sedimentov. Paleogénne sedimenty v severnom leme bradlového pásma na východnom Slovensku potom zaradil do tzv. zemplínskeho pásma, do ktorého združil rôzne „vývin“ iných autorov (kremnianský, údolský, lackovský, inovský – cf. Andrusov, 1965). V rámci zemplínskeho pásma, ktoré ale vyčlenil z PBP a považoval ho za najjužnejšiu zónu magurskej jednotky, vymedzil „karpiskú sériu“, pozostávajúcu z pročského súvrstvia (vrátane strednoeocénnych pestrých ílovcov a globigerinových

slienov), ležiaceho transgresívne na mezozoických členoch bradlového pásma v dôsledku laramského vrásnenia a vrchnoeocénno-spodnooligocénna „ombronskú sériu“ s menilitovým a krosnianskym (malcovským) súvrstvom.

V šesťdesiatych rokoch minulého storočia vyšlo v súvislosti so zostavovaním geologickej mapy ČSSR 1 : 200 000 viacero ďalších rozsiahlych a významných prác, ktoré sa touto problematikou podrobne zaoberajú. Spomenieme Matějke texty (Matějka, 1963, in Fusán, ed., 1963), v ktorých sú okrem iného definované paleogénne „priútesové“ vývoje nášho územia i kremňanský, ujacký a kyjovský. Sú charakterizované ako transgresívne, usadené po laramskom vrásnení a vzniku hlavných rysov stavby PBP, so stratigrafickým rozsahom paleocén – vrchný eocén. Stráník (1965) opisuje paleogénne sedimenty šarišského úseku PBP ako „lackovecký vývoj“, v ktorom podobne ako v susediacej čerchovskej (magurskej) jednotke odlišuje tzv. spodný oddiel (predvrchnoeocénny) a vrchný (vrchnoeocénny), ktoré sú oddelené ilýrskou fázou, znamenajúcou počiatky synsedimentárnej individualizácie neskorších tektonických jednotiek. Predpokladal ale laterálne faciálne nadväznosti medzi bradlovými a magurskými paleogénnymi vývoji a aj tektonickú spätosť PBP s magurskou jednotkou, najmä počas sávskeho spätného násunu magurskej jednotky.

Birkenmajer publikoval od začiatku 50-tych rokov minulého storočia množstvo prác o lito- a biostratigrafii, stavbe a vývoji PBP na poľskom území. Jeho názory sa najskôr tiež vyvíjali, ale zhruba od 70-tych rokov sa už temer nemenili. Birkenmajer dospel k ucelenému a vnútorne konzistentnému modelu, ktorého sa drží a ktorý cez svoju autoritu aj dodnes presadzuje. Nemôžeme tu zachádzať do detailov, ale keďže Birkenmajerove názory sa v mnohom dotýkajú aj predmetného územia, aspoň stručne spomenieme hlavné rysy jeho koncepcie cez prehľad tektonického vývoja PBP (napr. Birkenmajer, 1986, 2001): 1. vrchnokriedové (neskorosubhercýnske, teda pospodnokampánske) vrásnenie a vznik príkrovovej stavby jednotiek štruktúrne vyšších ako czorsztynská, v mástrichte synorogénna – v bradlovom pásme transgresívna molasová a v jednotke Grajcarka flyšová sedimentácia jarmutského súvrstvia; 2. v spodnom paleocéne spätný juhovergentný násun magurskej jednotky Grajcarka na czorsztynsku jednotku, ktorá bola ešte stále v autochtónnej pozícii; 3. v eocéne sedimentácia „autochtónneho magurského paleogénu“, zachovaného dnes v synklinálnych zónach uprostred PBP v Malých Pieninách, a to najmä v nadloží jednotky Grajcarka; 4. spodnomiocénne sávske vrásnenie, ktoré spôsobilo prevrásnenie všetkých starších komplexov PBP a vznik bradlového štýlu stavby, zároveň odtrhnutie czorsztynskej jednotky od svojho podkladu a jej lokálne „diapírové“ vrásnenie, vznik smerne-posuvných okrajových zlomov PBP; 5. strednomiocénna štajerská fáza so vznikom priečných zlomov segmentujúcich PBP, andezitový žilný magmatizmus. Snáď najväčšou slabinou tejto koncepcie je idea spätného násunu grajcarskej jednotky, ktorá bola na Slovensku úplne odmietnutá a s ktorou nesúhlasia ani niektorí poľskí autori (napr. Jurewicz, 1997; Oszczytko a Jurewicz, 2009).

V posledných desaťročiach minulého storočia mapoval oblasť západnejšej časti PBP a flyšového pásma na východnom Slovensku Ján Nemčok. Svoje výsledky a názory zverejnil v niekoľkých článkoch a v publikovanej mape 1 : 50 000 i vo vysvetlivkách k nim (Nemčok et al., 1990). Jeho názory sú v mnohom pozoruhodné a originálne, často diametrálne odlišné od názorov jeho predchodcov i súčasníkov. Predovšetkým charakterizoval pročko-jarmutské súvrstvie ako dominantný komplex „bradlového obalu“, zjednocujúci rôzne paleogénne „vývoje“ (ich predvrchnoeocénne časti) vyčlenené staršími autormi (kremniansky, ujacký, kyjovský a pod.). Do tohto celku zahrnul pôvodné pročské (Leško, 1960), ako aj jarmutské a zlatnianske súvrstvie poľských autorov, pričom u všetkých predpokladal len ich paleogénny vek. Zdôraznil aj úlohu predvrchnoeocénnych (ilýrskych) pohybov, počas ktorých hlavné rysy stavby PBP vznikli, pretože si dobre všimol významné rozdiely v deformačnom postihu starších a „poilýrskych“ sedimentov, ktoré kolmatujú deformované podložie a znamenajú aj zjednotenie sedimentačných podmienok v magurskom pásme, PBP a CKPB (ombronská skupina – Nemčok et al., 1990). Silné mladšie vrásnenie potom prebehlo niekedy medzi vrchným oligocénom a stredným miocénom. Určité rysy týchto Nemčokových názorov akceptujeme aj v tejto práci. Na druhej strane nemožno potvrdiť jeho niektoré ďalšie predstavy, najmä tú o megaolistostromatickom charaktere celého bradlového pásma (Nemčok, 1980, 1984). Nemčok nerozlišoval rôzne sukcesie a čiastkové jednotky PBP, pokladal všetky bradlá a dokonca sčasti aj „bradlový obal“ (vrchnokriedové pestré slieňovce) za olistolity, a tak aj celé bradlové pásmo za sedimentárne a nie tektonické teleso. Dopustil sa tiež značného omylu (účelového) v tom, že kriedové flyšové sedimenty pieninskej jednotky (snežnické, sromowské súvrstvie) zahrnul do paleogénneho jarmutsko-pročského súvrstvia. Na druhej strane však v sledovanom úseku PBP môžeme vedľa tektonicky generovaných bradiel plne potvrdiť aj prítomnosť skutočných sedimentárnych bradiel – olistolitov, a to dosť početných. Nemčok správne postrehol dôležitosť telies brekcií v pročko-jarmutskom flyši nesúcich olistolity, ktoré boli opísané pod názvom gregoriánske brekcie (Nemčok et al., 1989).

Ostatnou dôležitou prácou, publikovanou o problematike paleogénnych sedimentov „bradlového obalu“ vo vzťahu k magurskej jednotke, je článok Oszczycka et al. (2005). Títo autori stanovili spodnomiocénny vek novodefinovaného kremnianskeho súvrstvia a pričlenili ho k magurskému príkrovu ako jeho najmladší člen v normálnej stratigrafickej postupnosti nad eocénno-oligocénnym magurským súvrstvom. Podľa najnovších výskumov je dokonca kremnianske súvrstvie súčasťou „autochtónneho magurského paleogénu“ v Malých Pieninách, kde vystupuje vo forme tektonických okien spod jednotky Grajcarka (Oszczycka et al., in press). To by znamenalo, že posledné významné násuny jednotiek PBP na externejšie zóny treba predpokladať až v poegenburskom období.

Súhrnne sa dá k uvedeným tektonickým koncepciám stavby a vývoja PBP na východnom Slovensku povedať asi toľko, že neistota pri určovaní hlavnej fázy alebo fáz

vrásnenia pramenila, ako to aj väčšinou sami autori týchto koncepcií priznávajú, zo systematickej neprítomnosti znakov uhlovej diskordancie medzi pred- a popríkrovovými členmi obalových bradlových sledov. Opierali sa tak o nepriame indície, ako sú stratigraficky dokumentované prerušenia sedimentácie (Andrusovova pieninská a neskôr manínska fáza), prítomnosť hrubých zlepenkových polôh pokladaných (mylne) za transgresívne (post-subhercýnske upohlavské zlepence, laramské jarmutské súvrstvie) alebo diskordancia medzi kriedovými a paleogénnymi sedimentmi vyplývajúca z obrazu geologickej mapy. V podstate všetci autori však prehlasujú, či ako vrchnokriedové, tak aj paleogénne sedimenty, za súčasť „bradlového obalu“, teda za uloženiny ležiace vždy v pôvodnom nadloží jursko-spodnokriedových sledov samotných bradiel a všetky komplikácie stavby, najmä vo vzťahu bradiel k paleogénnym sedimentom, pripisujú intenzívnej popaleogénnej (sávskej resp. štajerskej) deformácii. Celé dlhé desaťročia panovala predstava, že paleogénne komplexy magurskej jednotky sú takisto súčasťou bradlového obalu, resp. že bradlové pásmo, sčasti už deformované, tvorí normálne stratigrafické podložie magurských sukcesí. Dokonca, aj keď boli známe dosť zásadné rozdiely medzi magurským a „bradlovým paleogénom“ a ich miestami výrazná tektonická separácia, pokladali sa paleogénne komplexy PBP za nanajvýš samostatné pásmo magurskej jednotky, v štruktúrnom zmysle však aj spolu s celým bradlovým pásmom skoro vždy za jej súčasť (napr. Andrusov, 1965; Scheibner, 1967; Stráník, 1967). Výnimkou bol v tomto smere Leško, ktorý presadzoval predstavu štruktúrnej samostatnosti PBP a jeho paleogénneho obalu (tzv. „beňatinský flyš“) a aj príkrovovej pozície PBP nad magurskou jednotkou (napr. Leško, 1960; Leško, ed., 1964). Takúto pozíciu PBP vo vzťahu k magurským jednotkám neskôr potvrdil, aspoň bodovo, hlbinný vrt Hanušovce-1 (Leško et al., 1984). Až v ostatných desaťročiach podrobné výskumy jasne preukazujú tektonickú a vývojovú nezávislosť PBP a magurskej, resp. bielokarpatskej jednotky (napr. Potfaj, 1993, 1998), napriek ich miestami intímnej štruktúrnej spätosti. Zásadné rozdiely sú napr. v pôvode materiálu klastických formácií, najmä „exotických“ zlepenčov (Mišík et al., 1991a, b; Oszczycka et al., 2006), ale aj v tektonoterminálnej histórii rôznych jednotiek (Hurai et al., 2006).

Vymedzenie územia a metódy výskumu

V zmysle geomorfologického členenia územia Slovenska (Mazúr a Lukniš, 1986), ktoré zväčša nerešpektuje PBP ako samostatný orografický element, patrí opisované územie častiam viacerých celkov – Pienin, Lubovnianskej vrchoviny, Spišsko-šarišského medzihoria a pohoria Čergov. Jednotky PBP budujú morfológicky výrazný hrebeň Pienin, dosahujúci výšky okolo 1 000 m, len v západnej časti územia, kým ďalej na východ ich nachádzame v morfológicky členitom južnom podhorí horských masívov budovaných najmä hrubými pieskovcovými komplexmi magurskej jednotky (Eliášovka, Široký vrch, Orlovská Magura, Minčol, Čergov).

Podľa zaužívaného členenia bradlového pásma na jednotlivé úseky (napr. Scheibner, 1967) patrí daná oblasť najvýchodnejšej časti pieninského úseku a najzápadnejšej časti šarišského úseku. Na západe je hranica tu opisovaného územia daná predĺženou spojnicou sedlo Rozdiel Z od Litmanovej – vrch Vysoká na SZ od Kamienky, zhruba pozdĺž slovensko-poľskej štátnej hranice. Smerom k východnému okraju opisovaného územia sa šírka PBP postupne zužuje a pri Červenej Vode a Drienici náhle až skoro vyklinuje v dôsledku spätného prešmyku čergovského masívu magurskej jednotky (obr. 3). Medzitým je PBP, medzi pieninským a šarišským úsekom pri Plavči, asi na 3 km prekryté paleogénnymi sedimentmi údolskej sukcesie (bývalá „ujacká séria“) uloženými v priečnej štruktúre označovanej ako „plavečský gráben“ (o žiadny gráben však nejde).

Predkladaná práca je založená predovšetkým na podrobnom terénnom výskume, ktoré na danom území vykonávali autori intenzívnejšie od roku 2006. Terénny výskum pozostával najmä z geologického mapovania v mierke 1 : 10 000 – celé opisované územie sme zmapovali úplne nanovo – a sprievodnej analýzy mezozoskopických štruktúr. Pri mapovaní sa sledovali aj vzťahy mezo- a makroštruktúr, bradiel a ich „obalu“, ako aj časovo-priestorová distribúcia deformačných prvkov. Štúdované drobné štruktúry zahŕňujú foliáciu paralelnú s vrstvitosťou, miestami penetračnú kliváž, nepočítané, ale tvarovo pestré vrásky, a najmä strižné zóny prestupujúce skoro všetkými horninovými komplexmi. Strižné zóny sú duktilno-krehké v nekompetentných bridliciach a slieňoch a krehké (zlomy, tektonické zrkadlá) v kompetentných vápencoch a pieskovcoch. Výsledky štruktúrneho výskumu tu nebudeme bližšie rozoberať, pretože ich plánujeme publikovať v samostatnom článku. Osobitne sa budú publikovať aj výsledky ďalších špecializovaných štúdií kolegov – spoluriešiteľov projektu „Tectogen“, ako sú litologicko-sedimentologické a biostratigrafické poznatky z povrchových profilov i štruktúrnych vrtoch, alebo interpretácie geofyzikálnych meraní (detailná gravimetria, geoelektrika) na viacerých profiloch naprieč PBP. Vo všetkých týchto sférach má autorský kolektív k dispozícii rozsiahly materiál, ktorý sa postupne spracováva. Tento predložený článok už čiastočne vychádza aj z výsledkov analytických prác, založený je ale predovšetkým na terénnych výskumoch autorov a prezentuje tak doterajšie výsledky projektu „Tectogen“ na úrovni predbežného modelu. Ten ale určite nie je konečný, ponecháva mnoho otázok otvorených a možno ho považovať za pracovnú hypotézu, ktorú ešte čakajú ďalšie testy.

Výčlenené tektonické jednotky a ich litostratigrafická náplň

Na skúmanom území vyčleňujeme regionálne tektonické jednotky dvoch hierarchických rádov, ktoré sú vo vzájomnom superpozičnom či juxtaupozičnom vzťahu (obr. 1, 2, 3, 4). Ich horninovú náplň tvoria sledy oblastných litostratigrafických jednotiek, teda súvrství a členov, ktoré bolo možné vyčleniť pri geologickom mapovaní.

Rozoznávame nasledovné regionálne tektonické jednotkovú jednotku), oravickú superjednotku (šarišská, subpieninská a pieninská jednotka) a skoro potektonický, vrchnoeocénno-spodnomiocénny sedimentárny pokryv týchto superjednotiek (údolská sukcesia nadväzujúca na podtatranskú skupinu). Neďaleko na západ od opisovaného územia je, do južnej časti PBP, inkorporovaná ešte haligovská jednotka, ktorú považujeme za analóg manínskej jednotky, a teda pôvodom za súčasť centrálnokarpatského patrika. Z juhozápadnej strany sa PBP stýka so sedimentmi centrálnokarpatskej paleogénnej panvy (CKPP) pozdĺž lineárneho subvertikálneho zlomu smeru SZ – JV.

Krynická (čergovská) jednotka

Najvnútornejšie časti magurskej superjednotky v tesnom susedstve PBP budujú na danom území len paleogénne, z podstatnej časti eocénne a oligocénne sedimentárne komplexy. Spodnomiocénny vek kremnianskeho súvrstvia pokladáme na základe biostratigrafických indícií za pravdepodobný (Oszczypko et al., 2005), ale jeho priestorový rozsah, pozícia a vzťah k podloženým súvrstviám krynickej jednotky zostáva nateraz nejasný. Litostratigrafia krynickej – čergovskej jednotky na slovenskom území nie je zatiaľ ustálená, problémy spôsobuje najmä členenie mohutných súborov masívnych pieskovcov magurského typu bez jednoznačných biostratigrafických údajov, čo súvisí aj s rozsiahlymi redepozíciami mikrofosílií vo flyšových komplexoch. Nemčok et al. (1990) rozlišovali v pribradlovej oblasti čergovské súvrstvie stredného eocénu (pieskovcový flyš s konglomerátmi a sklzovými telesami), pestré ílovcové súvrstvie spodného priabonu a strihovské (spodné malcovské) súvrstvie vrchného eocénu (hrubopsamitický flyš s pieskovcami a zlepcami magurského typu). Nadložné menilitové a malcovské vrstvy sú zaradené do „ombrónskej geotektonickej skupiny“. Na digitálnej geologickej mape Slovenska 1 : 50 000 (www.geology.sk) je vyčlenené strihovské súvrstvie, v ňom vystupujúce „exotické zlepence“ sú zaradené do zlínskeho súvrstvia, kým kremniansky „vývoj“ je označený ako raciborské súvrstvie. Masív Čergova je podľa tejto mapy budovaný pieskovcovým flyšom „magurského súvrstvia“, ktoré zahŕňa magurské pieskovce, čergovské súvrstvie a strihovské vrstvy. Na novej geologickej mape Slovenska 1 : 200 000 (Polák, ed., 2008) sú tieto komplexy združené ako „čergovské a magurské súvrstvie“ (spodný až stredný eocén), horizont pestrých ílovcov je zaradený do inovského súvrstvia (stredný eocén) a kremniansky „vývoj“ je označený ako malcovské súvrstvie (vrchný eocén – spodný oligocén). Z uvedeného je vidieť, že litostratigrafická klasifikácia čergovskej jednotky nie je ešte ani zďaleka ustálená.

Jednoznačnejšie a vhodnejšie sa zdá byť členenie, ktoré použili Oszczypko et al. (2005) pre krynickú jednotku (cf. obr. 1). Tá celý paleogénny, 2 000 – 2 500 m hrubý flyšový komplex označujú ako *magurské súvrstvie*, ktoré pozostáva z viacerých členov – spodný, označený ako *vrstvy Piwnicznej*, zodpovedá Nemčokovmu čergovskému

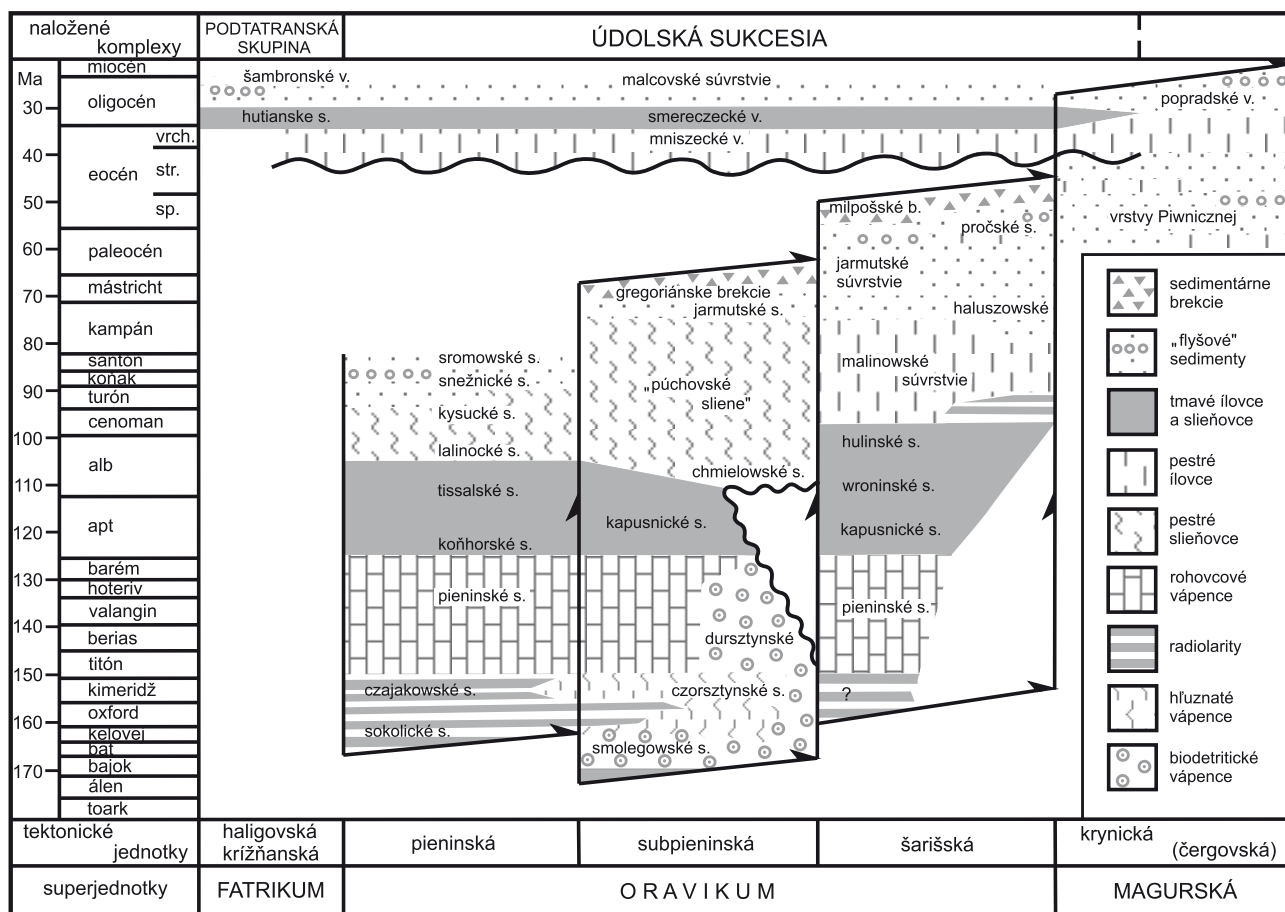
súvrstviu, stredný, *mniszecský člen*, predstavujú pestré ílovce, vrchný, popradský člen, zhruba zodpovedá strihovskému súvrstviu. Vrchnoeocénno-oligocénne *popradské* vrstvy by pritom mali pri Kremnej a Matysovej plynulo prechádzať do spodnomiocénneho *kremnianskeho súvrstvia*, kým v oblasti plavečskej depresie ležia nad mniszecskými pestrými vrstvami globigerinové sliene, menilitové vrstvy a potom oligocénny flyš malcovského súvrstvia (údolská sukcesia, pozri nižšie).

Šarišská jednotka

Šarišská jednotka je nový termín, ktorý zavádzame pre jednu z najdôležitejších tektonických jednotiek PBP na východnom Slovensku. Je to štruktúrne najspodnejší element stavby PBP, teda jednotka podstielajúca ako pieninskú, tak aj subpieninskú (s. l. czorsztyńskú) jednotku. V mapovom obraze (obr. 2, 3) vystupuje šarišská jednotka najmä v externom – severovýchodnom pruhu PKB v priamom tektonickom styku s magurskými jednotkami. Táto jednotka bola najskôr definovaná pod provizórnym názvom *fakľovská jednotka* (Plašienka, 2009; Plašienka in Oszczypko et al., in press). Po akceptovaní jej regionálneho

rozšírenia v temer celom priebehu PBP na východnom Slovensku, typicky práve v šarišskom úseku, navrhujeme tento jednoznačnejší termín.

Možno povedať, že šarišská jednotka sa priestorovo do značnej miery kryje s „paleogénom zemplínskeho pásma“ resp. „zemplínskou čiastkovou jednotkou“ magurskej jednotky (Andrusov, 1965). Tento Andrusov termín ale nepoužijeme z viacerých dôvodov – jednak sa vôbec neujal, jednak Andrusov svoju zemplínsku čiastkovú jednotku úplne vyčlenil z bradlového a zaradil ju do magurského pásma, s čím na základe našich výskumov nemožno súhlasiť, a navyše sa medzičasom termín zemplínska jednotka a zemplínikum začal používať pre úplne inú tektonickú jednotku v stavbe Západných Karpát (napr. Slávik, 1976). Náplň šarišskej jednotky tiež do určitej miery zodpovedá náplni tzv. jednotky Grajcarka definovanej v poľských Pieninách (napr. Birkenmajer, 1986 a tamojšie citácie), resp. analogickej jednotky Huliny (Sikora, 1971, 1974). Birkenmajerova tektonická interpretácia jednotky Grajcarka a podobne aj Sikorova pre hulinskú jednotku sú ale úplne odlišné od našej interpretácie šarišskej jednotky, považujeme preto za vhodné zaviesť nový názov. Najtypickejšou a najrozšírenejšou súčasťou šarišskej



Obr. 1. Litostratigrafická schéma sedimentárnych sukcesí v texte vyčlenených tektonických jednotiek a naložených komplexov.

Fig. 1. Lithostratigraphic scheme of the sedimentary successions of tectonic units and overstepping complexes discerned in the text. Legend (from the top to bottom): sedimentary breccias; „flysch“ sediments; dark shales and marlstones; variegated shales; variegated marlstones; cherty limestones; radiolarites; nodular limestones; biotrititic limestones.

jednotky sú jarmutské a pročské súvrstvie, všeobecne považované za súčasť tzv. bradlového obalu, teda komplexov ležiacich generálne v nadloží starších bradlových sukcesí. Ako uvedieme nižšie, naše výsledky indikujú, že tento názor nie je správny a jarmutský či pročský „flyš“ sú súčasťou štruktúrne samostatnej – šarišskej jednotky, ktorá je pozíčne najspodnejšou jednotkou stavby PBP na východnom Slovensku.

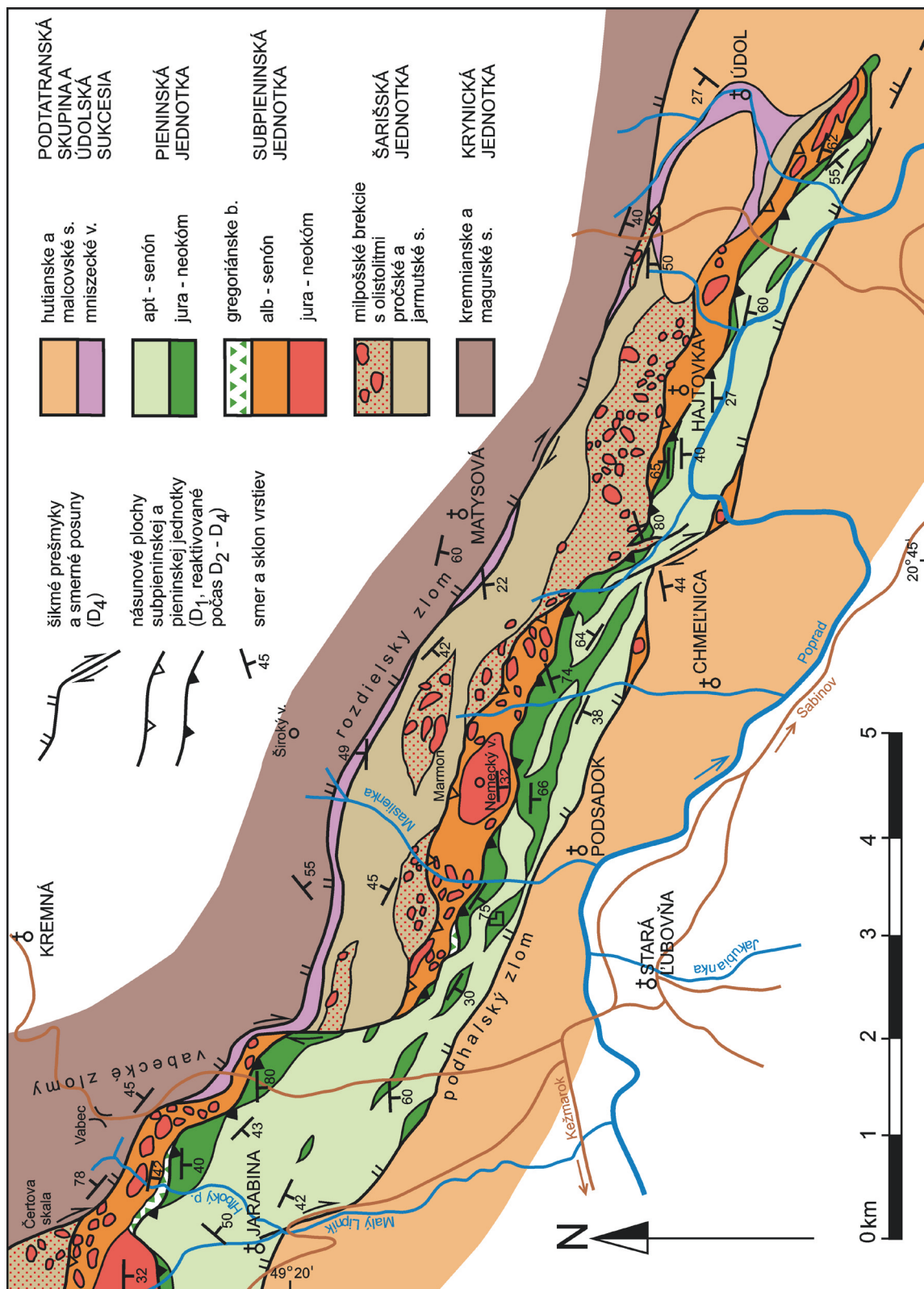
Šarišská jednotka zahrnuje pestrý sedimentárny sled siahajúci od spodnej kriedy po zhruba spodný eocén. Nie je vylúčené, že podobne ako v Poľsku (jednotka Grajcarka) sú jeho súčasťou aj vrchnojurské až spodnokriedové uloženiny (czajakowské a pieninské súvrstvie). Problémom príslušnosti týchto sedimentov ku šarišskej jednotke na slovenskom území je to, že vystupujú v samostatných menších šupinách s väčšinou nejasným vzťahom ku okolitým mladším sedimentom. Navyše majú hlbokovodný pelagický charakter (vrchnojurské rádiolarity, spodnokriedové pieninské vápence), ktorý je veľmi podobný pieninskej sukcesii a môžu tak reprezentovať aj šupiny či olistolity pieninskej alebo subpieninskej jednotky (niedzickej sukcesie) nachádzajúce sa uprostred mladších členov šarišskej jednotky. To je jeden z vážnych problémov stavby externej severnej zóny PKB na styku s komplexmi magurskej superjednotky. Prinajmenšom 90 % plošného obsahu šarišskej jednotky však pripadá na jarmutské a pročské súvrstvie a s nimi združené telesá olistostrom.

Najstaršie horniny, ktoré s vysokou mierou pravdepodobnosti môžeme zaradiť do šarišskej jednotky, sú svetlosivé, slabo slienité, tenkodoskovité, celistvé, často škvrnité vápence litologicky zodpovedajúce vrchným častiam *pieninského súvrstvia*. Vystupujú v úzkych zovretých šupinovitých antiklinálach na západných svahoch Faklovky nad Litmanovou a v doline potoka Malý Lipník nad Jarabinskými tiesňavami. Na iných miestach je ich príslušnosť ku šarišskej jednotke neistá, hoci napr. okolo Milpoša sa zdá byť pravdepodobná. V ich nadloží a aj na iných miestach (Kyjov, Milpoš) sa nachádzajú slieňovce, slienité a ílové bridlice sivých, zelenosivých a zriedkavejšie červenohnedých farieb. Slieňovce sú často bioturbované, pestré ílové bridlice sú zase miestami úplne nevápnité. Podľa pozície zaraďujeme tento súbor predbežne do aptu až albu a korelujeme ho s *kapušnickým*, *wroninským* a *hulinským súvrstviem* poľských Pienin (Birkenmajer, 1977; Oszczyk, 2006; cf. obr. 1). V profile rokliny na SV od Kyjova nachádzame v rámci týchto sedimentov do 5 m hrubý horizont tmavochervených doskovitých rádiolaritov. Ich vek sa zatiaľ nepodarilo preukázať, podľa pozície ide pravdepodobne o tzv. *grońské rádiolarity* albského veku (Birkenmajer, 1977). Pod nimi vystupuje súvrstvie tmavosivých až čiernych ílových bridlíc s doskami sivých siliciklastických, výrazne sludnatých pieskovcov, ktoré sa neformálne označuje ako „čierny flyš“ a bolo a je veľmi rôzne označované a stratigraficky zaradované buď do strednej jury („flyšový álen“ – Birkenmajer, 1960; *szlachetowské súvrstvie* – Birkenmajer, 1977) alebo spodnej kriedy (*vrstvy Sztolnia* – Sikora, 1971, 1974). Problém nie je uzavretý, súvrstvie sa dnes označuje mnohorakými názvami a veľmi ostrá diskusia o jeho veku v poľskej literatúre pokračuje

(cf. Oszczyk et al., 2004 vs. Birkenmajer et al., 2008 a tamjšie citácie; tiež Jurewicz, 2005). Na území opísanom v tejto práci sú sedimenty „čierneho flyša“ vždy združené s evidentne kriedovými horninami, neobsahujú jurské makrofosílie („posidónie“) a možno preto predpokladať ich stredno-vrchnokriedový vek, aj keď je spolu s okolitými sedimentmi výrazne deformované, zošupinovatené a navyše slabo odkryté.

Vrchnú kriedu (pravdepodobne cenoman až kampán) reprezentujú pestré, najmä tmavosivočervené nevápnité laminované ílovce označované ako *malinowské súvrstvie* (Birkenmajer, 1977). Litologicky ich možno do určitej miery korelovať aj s *ondrášoveckými vrstvami* lopenického súvrstvia (Potfaj, 1993), resp. s *kaumberským súvrstviem* (Švábenická et al., 1997) bielokarpatskej jednotky na západnom Slovensku.

Najmladším a priestorovo najrozšírenejším súvrstviem šarišskej jednotky je súvrstvie, ktoré sa na poľskom území označuje ako jarmutské a na slovenskom území väčšinou ako pročské. V ponímaní týchto súvrství existuje mnoho rozporov a nejasností, ktoré sčasti vychádzajú už z pôvodných nepresných či zmatečných definícií – napr. Birkenmajer (1977) definoval jarmutské súvrstvie ako mástrichtské klastické sedimenty usadené v tom istom čase v najrôznejších prostrediach – od riečnych štrkov, cez príbrežné klífové brekcie, až po hlbokovodné turbidity. Nemček (1980 a iné práce) argumentoval, že pročské vrstvy tzv. inovského vývoja beňatinského flyša (Leško, 1960) a jarmutské súvrstvie, ako aj zlatnianske vrstvy (Sikora, 1971) poľských Pienin sú litofaciálne identické a predpokladal aj ich rovnaký – paleogénny vek, preto ich združil pod názvom pročsko-jarmutské súvrstvie. O faciálnej zhode pročských a jarmutských vrstiev písal už Leško (1960) a o nadväznosti pročských vrstiev (resp. rôznych vývojov „bradlového paleogénu“ – ujackého, kyjovského, lackoveckého či inovského) na jarmutské sa zmienili viacerí ďalší autori – napr. Leško (ed., 1964), Srnánek a Salaj (1965), Stráňík (1967). Treba však povedať, že na rozdiel od pročského súvrstvia nie je definícia jarmutského súvrstvia jednoznačná, napriek tomu (alebo práve preto), že sa v literatúre používa už od 30-tych rokov minulého storočia (cf. Andrusov a Samuel, 1983). Birkenmajerova (1977) definícia jarmutského súvrstvia je dvojznačná a geneticky nekompatibilná – ich hrubozrnné zlepencové variety sa pokladali za transgresívne (molasové, či dokonca sladkovodné) na zvrásnený podklad PBP a slúžili ako dôkaz o subhercýnskej fáze vrásnenia (Birkenmajer, 1986). V inej pozícii je však jarmutské súvrstvie v magurskej jednotke Grajcarka – ako jej terminálny, flyšový či wildflyšový člen nadväzujúci na podložné malinowské súvrstvie (Birkenmajer, 1977; Oszczyk, 2006), pričom mástrichtské jarmutské pieskovce a zlepence obsahujú bradlový klastický materiál vrátane veľkých olistolitov. V inej koncepcii by tieto olistolity mali byť derivované z čela nadložného czorsztynského príkrovu (napr. Jurewicz, 1997, 2005). Neskôr Birkenmajer et al. (1987) a Birkenmajer a Dudziak (1991) preukázali nielen mástrichtský, ale aj paleogénny vek jarmutského súvrstvia, a to aj z matrixu sklzového zlepencového telesa s exotickým aj lokálnym



Obr. 2. Zjednodušená geologická mapa ľubovniansko-údolského segmentu pieninskej úseku bradlového pásma. Kvartérne uloženiny sú vynechané.

Fig. 2. Simplified geological map of the Lubovňa-Údol segment of the Pieniny sector of the Klippen Belt. Quaternary deposits are omitted. Legend (from the top to bottom): Podtatra Group and Údol Succession (Huty, Malcov and Mniszek Fms.); Pieniny Unit (Aptian-Senonian and Jurassic-Neocomian formations); Subpieniny Unit (Gregoriánka Breccia, Albian-Senonian and Jurassic-Neocomian formations); Šariš Unit (Milpoš Breccia with olistoliths, Proč and Jarmuta Fms.); Krynica Unit (Kremná and Magura Fms.). Structural symbols: oblique reverse and strike-slip faults (D_4); thrust planes of the Subpieniny and Pieniny Units (D_1 , reactivated during $D_2 - D_4$); bedding attitudes.

bradlovým materiálom. Táto vyššia časť jarmutského súvrstvia nepochybne zodpovedá tomu, čo sa na Slovensku označuje ako pročské súvrstvie. Na slovenskom území máme teda analogickú situáciu s tým rozdielom, že pročské súvrstvie aj s olistostrmami a olistolitmi je zväčša preukázateľne až paleogénneho veku (Nemčok et al., 1989), pričom ale mástrichtský vek spodnej časti súvrstvia je pravdepodobný. Podobne sú kampánsko-mástrichtské jarmutské a paleocénno-spodnoeocénne pročské vrstvy vyčlenené aj na tektonickej mape SR (Bezák, ed., 2004) a spolu klasifikované ako „neopalpínsky štrukturované vrchnokriedové a mladšie sedimenty bradlového pásma“, ktoré však „pravdepodobne mali diskordantný vzťah k vlastným bradlám a aj k staršiemu kriedovému obalu bradiel“.

Na druhej strane však vôbec nemožno akceptovať variant vzťahu jarmutského a pročského súvrstvia vyjadrený na novej prehľadnej mape SR (Polák, ed., 2008), kde je paleogénne pročské súvrstvie medzi Šarišským Jastrabím a Demjatou tektonicky oddelené od PBP a zaradené do magurskej – krynickej „tektonicko-litofaciálnej“ jednotky a všetky výskyty analogických sedimentov v bradlovom pásme sú zaradené len do kampánsko-mástrichtského jarmutského súvrstvia. Na digitálnej mape SR 1 : 50 000 (www.geology.sk – február 2010) je ale to isté súvrstvie od Jarabiny až po Lutinu zaradené do paleogénneho pročského súvrstvia, ktoré je zase medzi Jarabinou a Litmanovou (a aj v doline Lutinky) celkom umelo zlomovo oddelené od jarmutského súvrstvia. Takéto zaradenie vychádza z koncepcie Potfaja a Rakúsa (in Žec, ed., 1997; Janočko, ed., 2000; Žec et al., 2006), podľa ktorej sú súčasťou bradlových sukcesí len sledy po mástrichtské jarmutské súvrstvie, kým paleogénne pročské súvrstvie zaradujú už do magurskej jednotky. Za paleogénne sedimenty samotného bradlového pásma (vrátane beňatinského sledu) pokladajú len transgresívne súľovské zlepenice a žilinské súvrstvie a jeho analógy (vrchný paleocén – eocén). Pomery na našom území však použitie takejto klasifikácie neumožňujú.

Jarmutské a pročské súvrstvie šarišskej jednotky nie je na danom území možné pri terénnom mapovaní bežnými metódami rozlíšiť, a preto ani kartograficky vymedziť. Na základe bodových biostratigrafických údajov (známych z literatúry i našich vlastných) by obidve súvrstvia mali zabrať vekový diapazón od mástrichtu po spodný eocén. Základným charakteristickým znakom obidvoch súvrství je prevaha silne vápnitých pieskovcov až piesčitých vápencov nad vápnitými ílovcami a v hrubozrnnejších varietach evidentná prítomnosť „bradlového“ materiálu – zväčša ostrohranných klastov najrôznejších členov jursko-kriedových sukcesí pochádzajúcich z nadložnej subpieninskej a pravdepodobne aj pieninskej jednotky. Dominantným litotypom sú masívne, resp. hrubolavicovité, drobnozrné, zväčša bezštruktúrne, len niekedy laminované vápnité pieskovce (fluxoturbidity) prechádzajúce miestami do hrubozrnnejších variet s charakteristickými vtrúsenými granulami rôznych vápencov a silicítov. Typické tenkorytmické gradačné turbidity striedajúce sa s podradnejšími sivými vápnitými ílovcami sú zriedkavejšie (prípadne v odkryvoch)

a zrejme zodpovedajú skôr *haluzsowskému súvrstviu* (podľa Birkenmajera, 1977, je toto súvrstvie kampánskeho veku). Pieskovce predpokladaného *haluszovského súvrstvia* majú na rozdiel od jarmutských či pročských pieskovcov prevahu siliciklastického materiálu, vrátane šupiniek muskovitu. Prirodzených odkryvov je ale v tomto súvrství veľmi málo, dokumentované boli najmä v doline Riečka na SZ od Kamienky. Pestré, najmä cviklovočervené ílovce s tenkými doskami odlišných – modrozelených, siliciklastických jemnozrnných a výrazne bioturbovaných pieskovcov – tvoria šošovkovité telesá uprostred jarmutského a pročského súvrstvia. Tieto ílovce sú zväčša nevápnité a obsahujú len aglutinovanú a často preplavenú mikrofauunu (Nemčok et al., 1990), ich stratigrafické i štruktúrne postavenie je preto neisté – aspoň sčasti ide aj o tektonické šupiny vyššie spomínané vrchnokriedové malinowské súvrstvie. Inde však môže ísť aj o mníšecké vrstvy údolskej sukcesie, prípadne aj o paleocénne ílovce ako normálnu súčasť pročského súvrstvia, tak ako to predpokladali aj Nemčok et al. (1990).

Osobitné postavenie v rámci komplexu jarmutského a pročského súvrstvia majú tzv. gregoriánske brekcie (Nemčok et al., 1989). Tie tvoria stratiformné, šošovkové až tabulárne, niekedy veľmi rozsiahle telesá vo vrchných častiach komplexu (obr. 1, 2). Telesá brekcií sú zhruba 5 až 100 m hrubé, uložené uprostred jemnozrnnejších turbiditových pieskovcov striedajúcich sa s podradnejšími sivými ílovcami a slieňovcami. Hruboklastický materiál brekcií tvoria najmä strednojurské až spodnokriedové vápence evidentne derivované najmä z nadložnej subpieninskej jednotky, základná hmota je piesčitá až ílovito-vápnitá (obr. 5A). V brekciách sú uložené bloky – olistolity hornín czorsztynskej, niedzickej a prípadne czertezickej sukcesie, ktoré dosahujú až rozmery megaolistolitov o objeme mnoho stoviek až tisícok m³ (pozri tiež Oszczytko et al., 2005). Nemožno vylúčiť ani prítomnosť olistolitov derivovaných z pieninskej jednotky. Za olistolity pokladáme mnohé bradlá týchto sukcesí vystupujúce v severnejšej zóne PBP, napr. známe bradlá pri sútoku potokov Rozdiel a Litmanovka v Litmanovej, Čertovu skalú, niektoré bradlá severne od Starej Lubovne, ďalej Marmon a okolité bradlá, mnohé bradlá severne od Hajtovky až po údolské bradlá, ktoré však už sčasti reprezentujú aj dezintegrované čelá subpieninskej jednotky. Po prerušení PBP pri Plavči nachádzame tieto olistolitové bradlá opäť okolo potoka Olšavec južne od Čirča, pri Kyjove, olistolitom je aj spektakulárne bradlo Sokol v doline Kamenického potoka (obr. 5B), a ďalej potom nachádzame veľké množstvo sedimentárnych bradiel medzi Lúčkou a Lutinou. Tam je to najmä teleso megabrekcií s početnými veľkými bradlami pri Milpoši a množstvo veľkých i menších bradiel okolo Hanigovského hradu.

Nemčok et al. (1989) podrobnejšie opisovali gregoriánske brekcie zo štyroch lokalít: Litmanová, Jarabina, Milpoš a Terňa, pričom za typovú lokalitu si zvolili Gregoriánku pri Jarabine. Podľa našich pozorovaní sa ale brekcie práve z tejto lokality od ostatných troch výrazne líšia, patria inej tektonickej jednotke, majú odlišné zloženie a pravdepodobne aj stratigrafický vek. Ponechávame preto

názov gregoriánska brekcia len pre brekcie z tejto typovej lokality (pozri nižšie), kým pre ostatné tri lokality opisované Nemčokom et al. (l. c.) a mnohé iné, zavádzame predbežne nový termín *milpošské brekcie* (obr. 1). Ich podrobnejší opis a paleotektonická interpretácia však bude predmetom inej pripravovanej publikácie.

Subpieninská jednotka

Termín subpieninská jednotka zaviedol V. Uhlig a používal ho ako v litologicko-stratigrafickom, tak aj v tektonickom zmysle (Uhlig, 1907 – Subpieninsche Decke) pre spodnejšiu jednotku stavby PBP ležiacu pod pieninským príkrovom a nasunutú na beskydskú (magurskú) jednotku. Neskôr sa tektonická koncepcia zmenila, subpieninská jednotka bola premenovaná na czorsztyńskú, ktorá sa pokladala za de facto autochtónnu vo vzťahu ako k pieninskej jednotke, tak dokonca aj k paleogénnym flyšovým sledom magurskej jednotky chápaným ako súčasť bradlového obalu (Andrusov, 1938). Z tejto autochtónnej pozície mala byť czorsztyńská jednotka „vykorenená“ až neskôr počas sávského vrásnenia (Birkenmajer, 1986). Na základe stále upresňovaných litostratigrafických sledov sa v PBP po Uhligovi postupne vyčleňovali ďalšie jednotky (kysucká, pruská, podbielska, niedzická, czertezická, braniská atď.), ktoré sa zväčša aj v tektonickom zmysle začali považovať za samostatné príkrovové štruktúry nasunuté na jednotnú czorsztyńskú jednotku. Na základe stavby PBP na skúmanom území túto predstavu nezdialame a vraciame sa k duchu Uhligovej koncepcie (Uhlig, 1907), kde czorsztyńská jednotka chápaná litostratigraficky – čiže sukcesia – je síce dominantnou, ale nie jedinou sukcesiou tvoriacou samostatný tektonický element, pre ktorý navrhujeme staronový termín subpieninská jednotka. Podobne chápal túto jednotku aj Książkiewicz (1977), ponechal jej však názov czorsztyńská. Rovnako Andrusov (1965, s. 181) odmietol tektonickú samostatnosť rôznych „prechodných vývinov“ a pokladal ich za série lokálneho rozšírenia. V prípade subpieninskej jednotky ide o zložitý, imbrikovaný systém násunových šupín, ležatých vrás a duplexov, do ktorého sú okrem typickej czorsztyńskej sukcesie pojaté aj ďalšie „prechodné“ sukcesie PBP, a to najmä niedzická a prípadne aj czertezická (cf. Wierzbowski et al., 2004 vs. Birkenmajer, 2007). Sú to všetko prahové, resp. svahové sukcesie pochádzajúce z veľmi členitého sedimentačného priestoru, čo bolo zrejme aj primárnou príčinou ich značnej dezintegrácie v procesoch odliepania od subdukovaného substrátu a príkrovového presúvania cez externejšiu panvovú šarišskú jednotku.

Subpieninská jednotka vystupuje zhruba v strednej alebo južnej okrajovej časti PBP, v severnej časti len v príkrovej troske nad šarišskou jednotkou pri Litmanovej (obr. 2, 3, 4). Jej čelné partie sú rozčlenené do sústavy imbrikovaných šupín s často obráteným vrstvom sledom, kde rigidnejšie jurské vápence „plávajú“ uprostred nekompetentných vrchnokriedových slieňovcov. Zároveň tieto čelné šupiny nadväzujú na telesáolistostróm podložnej šarišskej jednotky. Z týchto vzťahov je evidentné, že proces príkrovového nasúvania subpieninskej jednotky

bol úzko spätý s gravitačnou dezintegráciou a masovým transportom materiálu subpieninskej jednotky do pročského flyšového bazénu v predpolí. Takýto typ stavby czorsztyńskej jednotky bol v minulosti často označovaný ako „diapírový“ (Andrusov, 1938, 1974; Birkenmajer, 1959, 1960; „hrozienka v koláči“ či bradlá typu Czerwonej skaly podľa Andrusova a Scheibnera, 1968). Termín diapírová tektonika je ale v tomto prípade celkom nevhodný, do určitej miery ho možno pripustiť len v zmysle mechanickej inverzie medzi kompetentnými bradlami a ich nekompetentným „obalom“, teda ako štruktúrne osamostatňovanie sa bradiel v procese progresívnej deformácie. Predpokladaný vertikálny prienik – protrúziu bradiel do nadložných nekompetentných súvrství bradlového obalu, čo je esencia diapírovej koncepcie, však nemožno nijako dokumentovať a ide tak v podstate o mýtus.

Litostratigrafia, či už czorsztyńskej alebo niedzickej sukcesie, je veľmi dobre známa, nebudeme sa jej tu preto bližšie venovať. Spomenieme len, že i keď z početných bradiel týchto sukcesí je na danom území známa väčšina členov, súvislejšie profily nachádzame len vo väčších bradlách. Najstarším známym členom je *skrzypniánske súvrstvie* tmavých anoxických ílových bridlic s charakteristickými diskovitými konkréciami pelosideritov, ktoré slúžili ako hlavný horizont odlepenia nadložných sukcesí od bližšie neznámeho podložja podsúvaného pod internejšie karpatské jednotky.

V *czorsztyńskej sukcesii* nasledujú červené a biele piesčito-krinoidové vápence (*smolegowské* a *krupianske*), červené hluznaté vápence (*czorsztyńské*) prechádzajúce do menej výrazne hluznatých variet masívnych a lavicovitých vápencov (*bohunických*), na ktoré úzko nadväzujú titónske biotritické a mikritické kalpionelové vápence krémových a béžových farieb (*dursztynské*, *rogoźnická lumachela*). Mladšie spodnokriedové členy sú veľmi zriedkavé. Korodovaný a skrasovatený povrch jurských vápencov je prekrytý albskými červenými pelagickými slieňovcami *chmielowského súvrstvia* (Birkenmajer, 1977; Andrusov et al., 1959; Aubrecht et al., 2006). Červené globotrunkánové slieňovce, miestami s početnými doskami sivozelených siliciklastických turbiditových pieskovcov, siahajú stratigraficky až do kampánu a na slovenskom území sú tradične označované ako púchovské slieňovce (obr. 1).

V najvyšších častiach subpieninských sledov sa objavujú žltosivé vápnité pieskovce, sčasti turbiditové s bioglyfmi (typické sú helmintoidy), sčasti masívne bezštruktúrne (fluxoturbidity), ktoré sa zaraďujú do *jarmutského súvrstvia*. Litofaciálne je toto súvrstvie analogické vyššie opísanému jarmutskému súvrstviu šarišskej jednotky a pôvodne sa zjavne usadili v rôznych častiach tej istej panvy. Subpieninská časť panvy však zrejme na rozhraní kriedy a paleogénu zanikla pochovaním pod presúvaný pieninský príkrov, kým v externejšej šarišskej časti pokračovala sedimentácia paleogénnym pročským súvrstvím. Sukcesívna spätosť jarmutského súvrstvia a podložných pestrých pelagických slieňovcov czorsztyńskej sukcesie bola v ostatnom čase vyjadrená na geologickej mape stredného Považia ich združením do púchovsko-jarmutskej skupiny (Mello, ed., 2005). Ani v tomto prípade to však nezodpovedá pôvodnej

definícii jarmutského súvrstvia v PBP ako transgresívneho na deformovaný bradlový, predovšetkým czorsztyňský substrát (Birkenmajer, 1977; Andrusov a Samuel, 1983). Pravdou je ale aj to, že takáto transgresívna pozícia jarmutského súvrstvia sa vlastne ani v PBP nevyskytuje resp. nebola náležite dokumentovaná.

Jarmutské súvrstvie je v subpieninskej jednotke pomerne tenké a často úplne chýba. Má synorogénny, nahor hrubnúci trend a v niektorých profiloch sa končí telesami chaotických *gregoriánskych brekcií*, typicky vyvinutých najmä na typovej lokalite pri Jarabine opísanej Nemčokom et al. (1989). Na rozdiel od vyššie opísaných milpošských brekcií obsahujú gregoriánske brekcie s. s. len ostrohranný klastický materiál z nadložnej pieninskej jednotky, a to okrem sporadických rádiolaritov najmä celistvé vápence a čierne rohovce pieninského súvrstvia (obr. 5F). Okrem typovej lokality pri Jarabine sa takéto brekcie vyskytujú aj na hrebeni Lubovnianskeho hradu, a aj východne od tu opisovaného územia vo väčších bradlách pri Demjate (cf. Kaličiak, ed., 1991).

Do **niedzickej sukcesie** možno zaradiť len tie bradlá, ktoré majú zachované kompletnejšie sledy typické pre túto sukcesiu. Tie obsahujú *skrzypnianske súvrstvie*, *smolegowské* a *krupianske súvrstvie*, tzv. spodné hluznaté vápence (*niedzické súvrstvie*), červené doskovité rádiolarity (*czajakowské súvrstvie*), vrchné hluznaté vápence (*czorsztyňské súvrstvie*) a doskovité rohovcové kalpionelové vápence (*pieninské súvrstvie*). Mladšie členy sú zrejme podobné ako v czorsztyňskej sukcesii a v zložito deformovanom teréne ich nemožno od seba oddeliť. Problémy so zaradením však nastávajú vtedy, keď sú strednojursko-spodnokriedové súvrstvia niedzickej sukcesie rozčlenené do samostatných bradiel. Bradlá krinoidových vápencov môžu patriť ako czorsztyňskej, tak aj niedzickej sukcesii, podobne ako izolované bradlá červených hluznatých vápencov. Naproti tomu samostatné bradlá a šupiny czajakowských rádiolaritov a pieninských vápencov sa ničím podstatným nelíšia od podobných súvrství pieninskej či kysuckej sukcesie. Pri zaradovaní sme preto vychádzali aj z celkovej pozície takýchto rozčlenených „nekompletných“ bradiel, pričom samozrejme mohlo dôjsť aj k omylom. Na posudzovanie celkovej stavby a vývoja PBP to však nemá zásadnejší vplyv.

Z tektonického hľadiska rozoznávame v rámci subpieninskej jednotky dva typy čiastkových štruktúrnych jednotiek. Prvým typom sú koherentné násunové šupiny či imbrikované duplexy. Tvorené sú len czorsztyňskou sukcesiou s relatívne hrubým súvrstvom strednojurských krinoidových vápencov, ktoré tvorí kompetentnú kostru násunových šupín. Takýto typ subpieninskej jednotky budeme označovať ako **jarabinská čiastková jednotka**. V profile potoka Malý Lipník, severne od Jarabiny, sú nad sebou dve až tri takéto násunové šupiny (obr. 5C). Tento typ hrubých násunových šupín je zrejme viazaný na tie časti pôvodného czorsztyňského prahu, kde mali krinoidové vápence najväčší priestorový rozsah a hrúbku. Tie však boli priestorovo veľmi nestále, čo sa prejavilo sekundárne aj v laterálne nepriebežnom vystupovaní jarabinskej čiastkovej jednotky. Tá tvorí dvojoso vo brachyantiklinálne

imbrikované duplexy, resp. antiformalné násunové stohy (antiformal thrust stacks) pri spomínanej Jarabine, v oblasti Nemeckého vrchu severne od Podsadku a na bradle hradu Kamenica, čo sú aj objemovo i plošne najväčšie výskyty czorsztyňskej sukcesie na danom území (obr. 3).

Druhým typom čiastkových jednotiek subpieninskej jednotky je detailne imbrikovaný systém rozčlenených bradiel, ako czorsztyňskej, tak aj niedzickej sukcesie, ktoré sú relatívne malé (zhruba do 200 – 400 m³) a úplne osamostatnené „plávajú“ uprostred vrchnokriedových slieňovcov. V niektorých prípadoch možno v skupinách týchto bradiel pozorovať reliktu makrovrásových štruktúr (napr. pri Údole). Viaceré imbrikácie majú obrátený vrstvový sled, čo tiež možno považovať za dôsledok zošupinovatenia zovretých antiklinálnych makrovrás. Podľa typového výskytu v doline potoka Maslienka, severne od Podsadku, budeme túto čiastkovú jednotku označovať ako maslienska. **Maslienska čiastková jednotka** vystupuje v čele a čiastočne v nadloží jarabinskej čiastkovej jednotky, pokiaľ je ale táto vôbec prítomná. Objavuje sa sz. od Kamienky okolo kameňolomu v doline Riečky, ďalej vystupuje okolo južného úpätia Faklovky, v príkrovej troske severne od Litmanovej a potoka Malý Lipník, na hrebeni medzi Litmanovou a Jarabinou (obr. 5D), na hrebeni Lubovnianskeho hradu s pokračovaním do doliny Maslienky a potom v úzkom pásme smerom na V ku Chmelnici, po krátkom prerušení pokračuje od severného okolia Hajtovky až k Údolu. V šarišskom úseku zaradujeme do maslienskej čiastkovej jednotky pásmo Babích skaliek pri Šarišskom Jastrabí, zošupinovatené czorsztyňské a niedzické bradlá južne od Sosnovej hory pri Pustom Poli, bradlá Predné a Zadné skálie medzi Kyjovom a Kamenicou, ako aj silne zošupinovatené partie kamenického hradného brala.

Morfologicky i náplňou sú bradlá maslienskej čiastkovej jednotky veľmi blízke olistolitom vystupujúcim v milpošských brekciách pročského súvrstvia podložnej šarišskej jednotky, navyše vystupujú často vedľa seba a sú vlastne aj geneticky úzko späté. Čelné časti subpieninskej jednotky boli zrejme umiestňované gravitačne do prostredia pročskej panvy, pričom dochádzalo k ich dezintegrácii až do formy uvoľnených sedimentárnych olistolitov. Zásadný rozdiel medzi olistolitmi a tektonickými bradlami je ale v ich „bradlovom obale“. Kým milpošské olistolity ležia uprostred brekcií alebo polymiktných pieskovcov pročského súvrstvia, tektonické maslienske bradlá vystupujú ako rigidné inklúzie vo vrchnokriedových slieňovcoch púchovského typu. V zakrytom teréne však nie je vždy možné matrix bradiel dobre identifikovať, preto aj hranica medzi olistolitmi a „pravými“ bradlami nie je vždy jasná. Navyše na niektorých miestach (napr. sv. od Litmanovej a Jarabiny a pri Údole) ležia uprostred, resp. v nadloží pročského súvrstvia, celé rozsiahle, aj keď vnútorne dezintegrované sklzové telesá maslienskej jednotky – teda tektonicky i sedimentárne rozčlenené bloky jurských vápencov premiešané so slieňovcovou matrix. Rozdiely medzi pôvodne tektonickými bradlami a z nich derivovanými olistolitmi sa tak miestami celkom stierajú. Pre genézu milpošských olistolitov to znamená, že ich vznik bol podmienený predchádzajúcim tektonickým drobením rigidných členov subpieninskej

jednotky. Tektonické bradlá subpieninskej jednotky a olistolity šarišskej jednotky majú z tohto dôvodu aj rovnaký štruktúrny záznam (napr. klivážové systémy) a je to aj argument v prospech toho, aby sme aj šarišskú jednotku považovali za súčasť PBP s. s., teda oravika.

Pieninská jednotka

Štruktúrne najvyššou príkrovovou tektonickou jednotkou PBP na opisovanom území je pieninská jednotka. O jej príkrovovom charaktere nebolo u väčšiny autorov ani v minulosti pochyb, a aj na predmetnom území celkom evidentne tektonicky prekrýva či už subpieninskú, alebo miestami priamo šarišskú jednotku, aj keď jej násunová plocha je väčšinou silne prevrášnená v dôsledku naložených deformácií. Vystupuje, aj keď nepriebežne, najmä v najinternejšej, t. j. najjužnejšej zóne PBP. Nachádzame ju v (do 1 km) širokom pruhu severne od Kamienky, okolo Jarabiny, Ľubovnianskeho hradu a Podsadku, Chmeľnice až po Hajtovku, kde sa tento pruh smerom k Údolu zužuje na pár sto a potom len desiatok metrov (obr. 2, 3). Všade v týchto oblastiach je pieninská jednotka výrazne samostatnou príkrovovou štruktúrou s osobitým litostratigrafickým sledom. V šarišskom úseku sa pieninské bradlá opäť objavujú pri Ďurkovej a pieninská jednotka potom dosahuje najväčšiu šírku pri Šarišskom Jastrabí. Pri Kyjove a Kamenici sa opäť zužuje a od Lúčky pokračuje pieninská jednotka ďalej na východ už len ojedinelými úzkymi šupinovitými bradlami v synklinálach nad šarišskou jednotkou (obr. 3). V tomto prípade však môže ísť aj o amputované súvrstvia niedzickej sukcesie, pretože ich tvoria len hlbokovodné vrchnojursko-spodnokriedové členy (czajakovské a pieninské súvrstvie).

Pre sedimentárne sukcesie, tvoriace náplň pieninskej jednotky, sú charakteristické niekedy dobre zachované súvislé sledy, a najmä hlbokovodný pelagický charakter jursko-vrchnokriedových členov bez výraznejších hiátov, ako aj spodnosenónsky synorogénny turbiditový komplex (obr. 1). Zaraďujú sa sem najmä pieninská sukcesia s. s. a kysucká sukcesia (ekvivalentná sukcesii Braniska vyčleňovanej v poľských Pieninách), ako aj viaceré iné sukcesie s niektorými osobitnými znakmi, opisované najmä z oravského úseku PBP (napr. podbielska resp. oravská, alebo nižnianska sukcesia). Rozdiely medzi pieninskou a kysuckou sukcesiou však nie sú podstatné a definovateľné sú vlastne len v súvislých, stratigraficky dobre dokumentovaných sledoch. Na danom území buduje pieninskú jednotku sukcesia, ktorá má podľa definície predsa len bližšie k hlbokovodnejšej pieninskej sukcesii.

Jedným zo znakov **pieninskej sukcesie** na opisovanom území je nedostatok členov starších ako sokolícké a czajakovské rádiolaritové súvrstvie (obr. 1). Šošovky sivých, slabo slienitých doskovitých vápencov s nerovnými vrstvomými plochami a medzipolohami tmavosivých slienitých bridlíc, ktoré zodpovedajú „posidóniovým vrstvám“, teda *harcygrundskému* resp. *podzamczianskemu* súvrstviu sensu Birkenmajer (1977), sa nachádzajú len na pár miestach. Nadložné rádiolarity sú dobre známe najmä z lokalít pri Šarišskom Jastrabí a Podsadku (Ožvoldová

a Frantová, 1997). Spodná časť rádiolaritového komplexu je tvorená sivozelenými ílovito-kremitými bridlicami (*sokolické súvrstvie*), hlavnú časť ale budujú doskovité červenohnedé, zväčša celkom nevápnité rádiolarity (*czajakovské súvrstvie*), prechádzajúce až do čiernohnedých silicítov s kusovou odlučnosťou a výrazným Mn zrudnením (Rojkovič et al., 2003). Pri Podsadku sú rádiolarity svetlosivé až biele a striedajú sa s kremitými vápencami. Nad nimi sa iba miestami (Šarišské Jastrabie, Kamenica) nachádza pár metrov hrubá poloha červených, nevýrazne hluznatých rohovcových vápencov zaraďovaných do *czorsztynského súvrstvia*. Toto zaraďovanie nepokladáme za vhodné, lebo na rozdiel od typických czorsztynských vápencov fácie „ammonitico rosso“ sú tieto vápence kremité, často s hluzami a šošovkami sýtočervených rohovcov a neobsahujú amonity ani nijaký makroskopický bioklastický materiál.

Najcharakteristickejším členom pieninskej sukcesie je *pieninské súvrstvie* – svetlosivé celistvé, doskovité „kalpionelové“ vápence s hluzami, šošovkami až doskami väčšinou tmavých rohovcov. Je to aj najhrubší člen sukcesie, odhadom okolo 100 m. Na viacerých miestach v nich možno pozorovať syndementárne sklzové štruktúry, vrátane mezoskopických izoklinálnych vrás. Pieninské súvrstvie postupne prechádza do strednokriedových tmavosivých, len miestami červenohnedých bioturbovaných slieňovcov, ktoré možno korelovať s *tissalským súvrstviem*. Slieňovce sú miestami výrazne silicifikované. V ich nadloží vystupujú najmä v oblasti južne od Jarabiny pestré, najmä sivozelené, sporadicky aj červené slieňovce (*lalinocké* a *kysucké súvrstvie*).

Nasledujú svetlejšie, sivozelenkavé laminované vápnité ílovce s tenkými doskami jemnozrnných sivozelených pieskocov s hieroglyfmi (*snežnické súvrstvie*). Snežnické „flyšové“ súvrstvie je dobre odkryté v koryte rieky Poprad pod mostom vedúcim z Plavnice do Údolu. Jeho pravdepodobne najmladšie časti tvoria aj polymiktné „exotické“ zlepenie *sromowského súvrstvia* (Chmeľnica, Ľubovniansky hrad), ktoré by podľa Birkenmajera a Jednorowskej (1987) malo zastupovať vrchný turón – spodný kampán. Mladšie členy, ktoré by sme s určitosťou mohli zaradiť do pieninskej sukcesie, sme na danom území zatiaľ neidentifikovali.

Údolská sukcesia

Tektonická superpozícia vyššie spomínaných troch základných oravických jednotiek PBP vznikala počas kompresných tektonických udalostí od najvyššej kriedy až do stredného eocénu. Nad zvrásnenými a sčasti erodovanými oravickými a magurskými jednotkami sa potom miestami nachádzajú mladšie, „naložené“ stredoeocénno-oligocénne sedimenty, sčasti kolmatujúce staršie štruktúry podložných jednotiek (obr. 1, 2, 6). Aj tieto sedimenty boli ale počas spodného miocénu deformované, aj keď s iným štruktúrnym záznamom (pozri nižšie), takže ich „naloženosť“ je v zakrytom teréne len ťažko dokumentovateľná. Predsa však, tieto znaky si všimli už viacerí starší autori a napr. Książkiewicz a Leško (1959) a Leško (1960) tieto sedimenty označili ako transgresívne „menilitovo-krosnenské vrstvy“. To viedlo ku koncepcii „ilýrskej (resp. staropyrenejskej)

fázy vrásnenia“ a vyčleneniu „ombronskej série“ či skupiny, resp. „vrchného oddielu paleogénu“, „richvaldskej série“, a pod. (cf. Świdziński, 1961; Andrusov, 1965; Scheibner, 1967; Stráník, 1967; Nemčok et al., 1990; Oszczypko et al., 2005).

Za najspodnejší člen údolskej sukcesie (obr. 1) možno považovať súvrstvie pestrých, väčšinou fialovočervených, nevápnitých ílovcov s doskami sivozelených kremito-vápnitých pieskovcov s výraznými hieroglyfmi. Aglutinované foraminifery s charakteristickou *Reticulophragmium amplexans* (predtým *Cyclammina amplexans*; Soták – ústna informácia) poukazujú na strednoeocénny vek a hlbokomorské prostredie pestrých ílovcov, ktoré boli nedávno nazvané *mniszecké vrstvy* (Oszczypko et al., 2005). Na pestré ílovce nadväzujú vrchnoeocénne, tzv. globigerinové slieňe (*leluchowské vrstvy* sensu Oszczypko et al., 2005) vystupujúce v odkryvoch v Údole. Ich nadložie tvoria hnedočiernie kremité ílovce menilitového typu (*smereczeké vrstvy*), ktoré postupne prechádzajú do oligocénneho *malcovského súvrstvia* tvoreného tmavými ílovcami, sčasti tiež „menilitového typu“, s turbiditovými vrstvami siliciklastických pieskovcov s vápnitým tmelom, ako aj so šošovkami laminovaných jasielskych, resp. *tylawských slieňov*. V najvýchodnejšej slovenskej časti PBP označil Potfaj (in Žec, ed., 1997) sedimenty identické so sledom údolskej sukcesie ako inovské súvrstvie, ktoré ale zaradil do „magurského paleogénu s. I.“ Leško pôvodne tieto sedimenty spolu s podložitým pročským súvrstvom zaradil do tzv. inovského (resp. severného) vývinu bradlového paleogénu, nazývaného „beňatinský flyš“ (Leško, 1960; Leško a Samuel, 1968).

Takmer všetci autori zaoberajúci sa malcovským súvrstvom vo všeobecnosti, a v oblasti plavečského „grábenu“ zvlášť, predpokladali úzke faciálne a stratigrafické vzťahy medzi malcovským a krosnianskym súvrstvom na jednej a medzi malcovským súvrstvom a sedimentmi podtatranskej skupiny CKPP na strane druhej (napr. Leško, 1960; Świdziński, 1961; Stráník, 1967; Nemčok et al., 1990; Oszczypko et al., 2005). Iný názor mal jedine Andrusov (1938, 1965), ktorý celú „ujackú fáciu“ radil do magurského paleogénu. Môžeme ale potvrdiť, že na danom území niet medzi malcovským súvrstvom a okrajovými sedimentmi CKPP, aspoň makroskopicky, žiadnych podstatných rozdielov, preto sú aj na priloženej geologickej mape a tektonickej skici územia zaradené pod spoločnú položku legendy (obr. 2, 3).

Regionálna stavba

V tejto kapitole stručne opíšeme stavbu PBP na danom území, a to na základe, ako mapového obrazu makroštruktúr, tak aj na základe mezoskopických deformačných štruktúr dokumentovaných na odkryvoch. Predpokladáme pritom úzky vzájomný geometrický i genetický vzťah mezo- a makroštruktúr.

PBP, ako celok, je ako od magurských jednotiek, tak aj od CKPP, oddelené viac alebo menej výraznými zlomovými štruktúrami smeru ZSZ – JJV. Severný okrajový zlom, ktorý tu budeme nazývať rozdielskym zlomom (obr. 3), má

podľa mapového priebehu, i podľa štruktúr v jeho blízkosti, celkovo charakter strmo na SV skloneného šikmého dextrálneho prešmyku. Nie je to ale jeden jednoduchý zlom, ale sústava postupne sa vyvíjajúcich zlomov v dextrálnej transpresnej zóne. Predovšetkým je rozdielsky zlom segmentovaný subvertikálnymi smernými posunmi smeru SSZ – JJV, z ktorých niektoré presekávajú celé PBP. Výraznými zlomami tohto systému sú kulisovité vabecké zlomy, a ďalej na východe olšavský a olejníkovský zlom, ktorý prechádza do drienického spätného prešmyku (obr. 3). Tieto zlomy geometricky zodpovedajú syntetickým Riedlovým strihom *R* v dextrálnej strižnej zóne PBP na východnom Slovensku (cf. Ratschbacher et al., 1993).

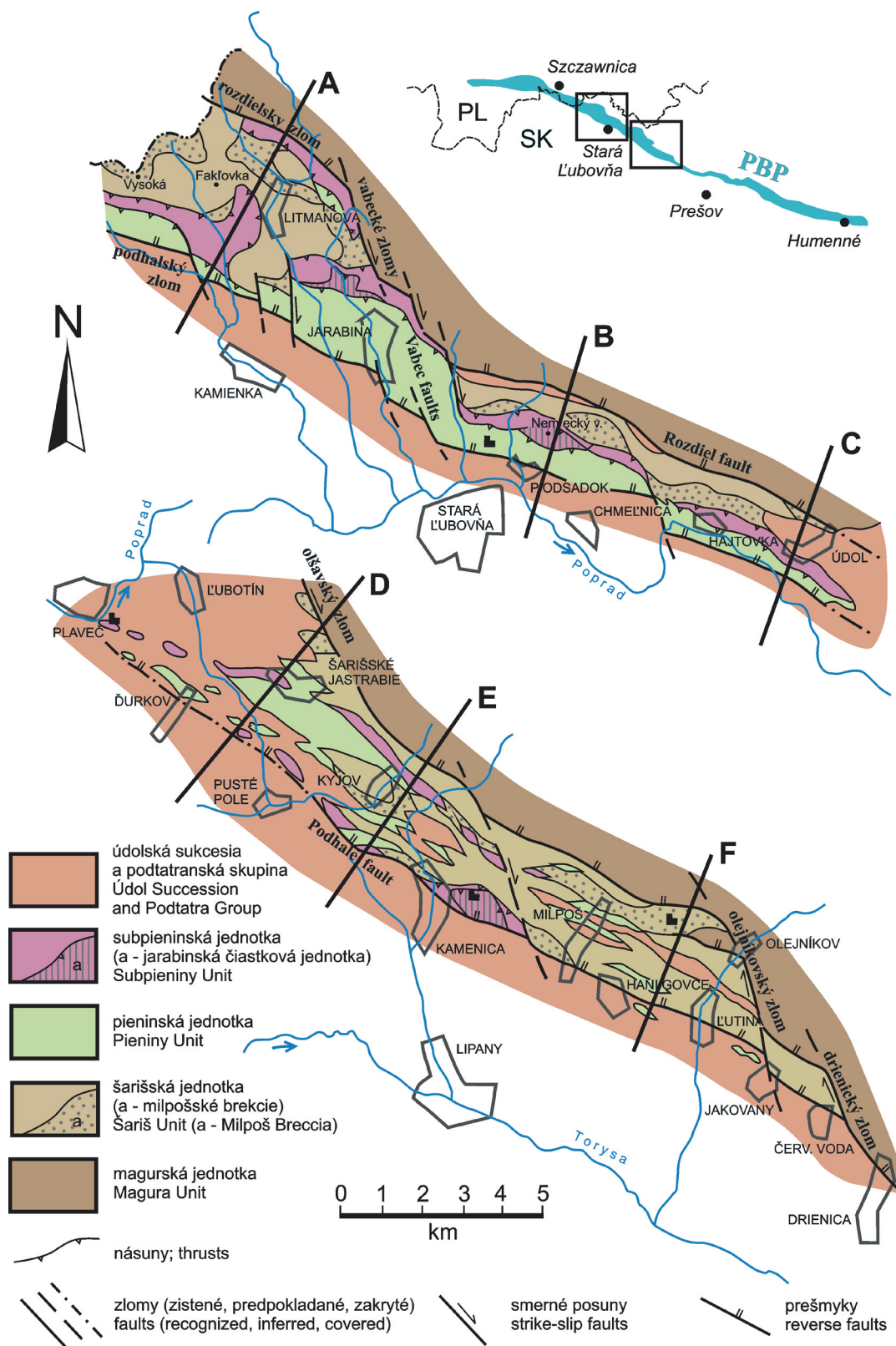
Juhovýchodný okrajový zlom, či zlomová zóna PBP, prebieha zväčša medzi mäkkými sedimentmi vrchnej kriedy pieninskej jednotky na jednej strane a CKPP na strane druhej. Aj keď sú odkryvy v jeho blízkosti veľmi zriedkavé, dá sa v morfológii územia relatívne dobre sledovať. Andrusov (1968) ho nazval podhalský zlom (obr. 2, 3). Predpokladáme, že v hĺbke sleduje podhalský zlom styk medzi predterciérnymi komplexmi oravických a centrálno-karpatských jednotiek, v súčasnom mapovom obraze je to ale, podobne ako rozdielsky zlom, popaleogénny, výrazne dextrálny šikmý smerný posun až prešmyk so subvertikálnym alebo strmým sklonom na SV. Rovnako ako rozdielsky zlom je tiež, aj keď menej výrazne, segmentovaný dextrálnymi posunmi smeru SSZ – JJV.

Pre účely regionálneho opisu vnútornej stavby na predmetnom území rozčleníme PBP na tri čiastkové úseky. Každý z týchto úsekov má osobitosti v zostave a náplni jednotiek, ktoré ho budujú, ako aj v ich rozmiestnení a vzájomných vzťahoch. Sú to čiastkové úseky – segmenty litmanovsko-jarabinský, ľubovniansko-údolský (obidva spolu patria východnej časti klasického pieninského úseku PBP) a plavečsko-drienický (západošarišský).

Litmanovsko-jarabinský segment

Tento čiastkový úsek je na západe vymedzený od severu na juh štátnou hranicou s Poľskom od sedla Rozdiel cez Vrchriečky a Vatrisko až po Vysokú a odtiaľ priamo na juh do doliny Daneková – Brest. Na východe je to sústava dvoch až troch kulisovitých vabeckých zlomov od Vatrálovej skaly až po sedlo Vabec, odtiaľ na juh, zhruba pozdĺž hlavnej cesty zo Starej Ľubovne do Mníška nad Popradom. PBP je tu široké okolo 4 km, za vabeckými zlomami na východ sa však náhle zužuje len na 2 km (obr. 3). Vystupujú tu všetky hore vyčlenené oravické tektonické jednotky PBP. Hlavné štruktúrne smery majú v mapovom obraze priebeh zhruba Z – V (smer okolo 100°), kým okrajové zlomy PBP majú smer ZSZ – VJV (okolo 110 – 120°), sústava vabeckých zlomov SSZ – JJV (150 – 160°).

Podstatnú, najmä strednú časť segmentu, buduje šarišská jednotka, na ktorú sú nasunuté subpieninská a pieninská jednotka. Šarišská jednotka má celkove antiklinálnu, vrásovo-šupinovitú stavbu (obr. 4). Staršie, kriedové členy, vystupujú v úzkych šupinovitých antiklinálach medzi dolinami Riečky a Malého Lipníka. Podstatnú časť objemu šarišskej jednotky tvoria jarmutské



Obr. 3. Tektonická schéma východnej časti pieninského a západnej časti šarišského úseku bradlového pásma na východnom Slovensku. Všetky zobrazené geologické hranice sú pôvodom tektonické, zvýraznené sú len najhlavnejšie zlomové štruktúry.

Fig. 3. Tectonic scheme of the eastern part of the Pieniny sector and western part of the Šariš sector of the Pieniny Klippen Belt in the eastern Slovakia. All geological boundaries shown are tectonic by origin, only the principal fault structures are highlighted.

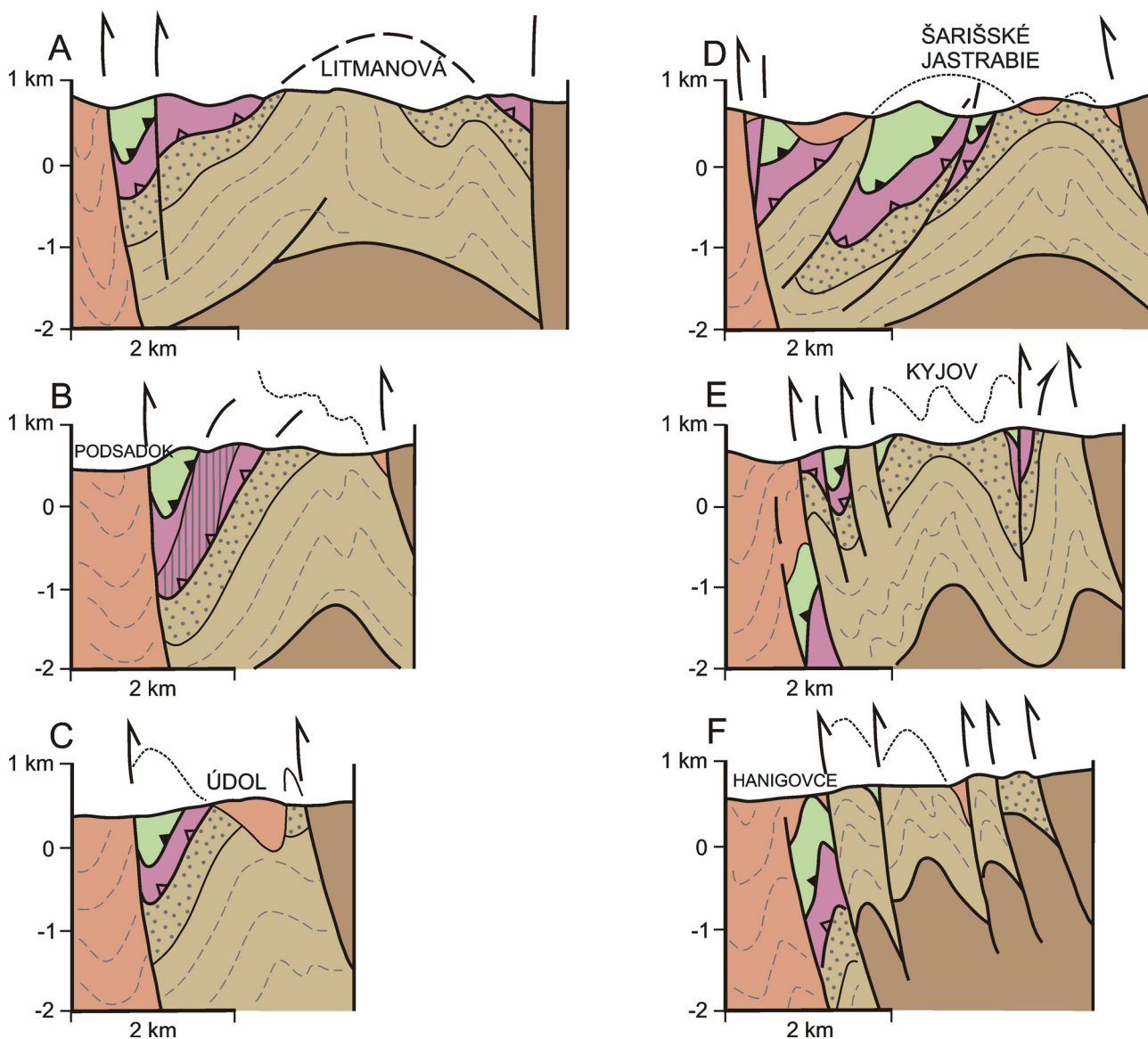
a pročské súvrstvie hrubé spolu do 500 m. Ich súčasťou sú aj telesá milpošských brekcií –olistostróm s materiálom sukcesii subpieninskej jednotky. Zaraďujeme do nich od západu na východ bradlá okolo Vyskej, Vartovky a Vrchriečky, ďalej známe litmanovské bradlá ležiace uprostred brekcií opisovaných aj Nemčekom et al. (1989) a bradlá okolo Čertovej skaly a v doline Malého Lipníka severne od Jarabinských tiesňav. Sú to bradlá czorsztynskej i niedzickej resp. czertezickej sukcesie.

Maslienska čiastková jednotka subpieninskej jednotky vystupuje v dvoch pruhoch. Severnejšie bradlové pole severne od potoka Rozdiel (Ostré skalky, czorsztynské bradlá) pokračuje na JV až po Vatrálovu skalu (niedzické

bradlá) a spoločne so šupinou pieninskej jednotky, východne od Litmanovej, buduje gravitačnú príkrovovú trosku, resp. rozsiahle synsedimentárne ložné sklzové teleso úzko nadväzujúce na olistolitové bradlá v milpošských brekciách podložnej šarišskej jednotky. Južnejší pruh je reprezentovaný bradlami v okolí kamienského kameňolomu v doline Riečky, pozdĺž južného úpätia Fakľovky až do doliny Veľkého Lipníka (Litmanovského potoka) južne od Litmanovej. Tam sa maslienska jednotka nachádza vo forme príkrovej polotrosky v synklinálnej pozícii nad šarišskou jednotkou, ktorá vystupuje na sever i na juh od nej. V bradlách tu má zastúpenie hlavne czorsztynská, lokálne aj niedzická sukcesia. Dolinou Veľký Lipník

SW

NE



Obr. 4. Tektonické profiley cez bradlové pásmo znázorňujúce vzájomnú štruktúrnú pozíciu vyčlenených tektonických jednotiek. Pozícia rezov a legenda sú na obr. 1.

Fig. 4. Tectonic cross-sections of the Klippen Belt showing the mutual structural position of the tectonic units discerned. For the position of sections and key see Fig. 1.



A



B



C



D



E



F

Obr. 5. Príklady zloženia a stavby jednotiek bradlového pásma. A – milpošská brekcia, Kamenický potok; B – bradlo Sokol v doline Kamenického potoka,olistolit v milpošskej breccii; C – hrubá šupina czorsztynskej sukcesie (najmä strednojurské piesčito-krinoidové vápence) subpieninskej jednotky v duplexe jarabinskej čiastkovej jednotky v lome poľnohospodárskeho družstva Jarabina; D – imbrikovaný systém tenkých šupín subpieninskej jednotky (maslienska čiastková jednotka), konfigurácia blokových bradiel je na hrebeni medzi Litmanovou a Jarabinou značne ovplyvnená aj gravitačnými svahovými pohybmi; E – gregoriánska brekcia zložená z klastov pieninských vápencov, zárez Hlbokého potoka pri Jarabine; F – kliváž S₁ v czorsztynských vápencoch, Jarabina.

Fig. 5. Examples of composition and structure of the Klippen Belt units. A – Milpoš Breccia, Kamenický potok stream; B – the Sokol Klippe, an olistolith within the Milpoš Breccia; C – thick imbrication composed predominantly of the Middle Jurassic sandy-crinoidal limestones of the Czorsztyń Succession, Subpieniny Unit, Jarabina quarry; D – imbricated system of thin scales of the Subpieniny Unit influenced by the downslope gravitational movement of blocky klippen; E – Gregoriánka Breccia composed of clasts derived from the Pieniny Limestone Formation, Hlboký potok stream near Jarabina; F – solution cleavage in nodular limestones of the Czorsztyń Formation, Jarabina.

prebieha dextrálny, smerne posuvný zlom smeru SSZ až JJV, ktorý posúva východné pokračovanie tohto pruhu o asi 2 km na JV. Toto pokračovanie nachádzame v plocho ležiacich blokových bradlách na hrebeni medzi Jarabinou a Litmanovou a v imbrikovanej zóne severne od Jarabinských tiesňav a kameňolomu a ďalej na JV v zužujúcom sa pruhu až pod sedlo Vabec a oblasť Bartošanky (len czorsztynská sukcesia). Tam je južný pruh maslienskej jednotky amputovaný vabeckými zlomami. Opisované dva pruhy maslienskej jednotky nasunutej na šarišskú predstavujú krídla širokej zložitej antiformy s jadrom budovaným šarišskou jednotkou a s osovým periklinálnym ponorom smerom na východ.

Jarabinská čiastková jednotka subpieninskej jednotky buduje najväčšie czorsztynské bradlá v oblasti Jarabinských tiesňav a kameňolomu. Sú tu na seba nasunuté dve až tri 50 – 80 m hrubé, plocho ležiace „koníky“ (horses) czorsztynskej sukcesie v normálnom slede. Najspodnejšia tvorí otvorenú brachyantiklinálu v samotných Jarabinských tiesňavách potoka Malý Lipník, na ňu sú nasunuté ďalšie dve mierne, na juh sklonené šupiny, odkryté v jarabinskom lome a južne od neho (obr. 5C).

Pieninská jednotka vystupuje predovšetkým v južnej časti litmanovsko-jarabinského úseku. Tvorená je sledom hlbokovodných sedimentov od vrchnojurských rádiolaritov, cez dominujúce vápence pieninského súvrstvia, až po pestré slieňovce a pieskovce strednej a vrchnej kriedy. Pieninská jednotka je nasunutá na subpieninskú, len v oblasti okolo Veľkej hory priamo na šarišskú jednotku, ktorá tam zasahuje až k južnému okraju PBP (obr. 3).

Lubovniansko-údolský segment

Tento segment má z celej opisovanej oblasti relatívne najjednoduchšiu stavbu s jasnou superpozíciou troch jednotiek, ktoré sme v rámci PBP vyčlenili (obr. 2, 3, 4). Oblasť podrobne skúmali aj Srnánek a Salaj (1965), ich interpretácia stavby však bola poňatá dosť fixisticky. Vyčlenili bradlá pieninskej, braniskej, niedzickej, czertezickej a czorsztynskej série, kým stredno-vrchnokriedové sedimenty opisovali, vzhľadom na ich tektonický styk a tým problematickú príslušnosť k jednotlivým sériám, spoločne. Termín „bradlový obal“ pre tieto sedimenty však, na rozdiel od starších autorov, chápu iba v zmysle morfológickom, nie transgresívnom, pretože predpokladali súvislé sledy bradlových sukcesí od jury až do spodného oligocénu. Vyčlenili pestré slieňovce albsko-spodnoturónskeho veku, flyšové súvrstvie vrchného turónu – spodného koňaku, slieňovce vrchného koňaku – spodného kampánu a detritické jarmutské vrstvy veku vrchný kampán – mástricht. Paleogén je podľa Srnánka a Salaja (1965) reprezentovaný údolskou sériou, ktorú tvoria dánsko-strednoeocénne pestré ílovce úzko nadväzujúce na podložné jarmutské vrstvy, vyššie ležia menilitové a malcovské vrstvy. Za hlavnú deformačnú udalosť v PBP pokladali až oligocénne vrásnenie, pri ktorom ale nedošlo k vzniku príkrovov. V paleogeografickej interpretácii sa vracajú k duchu staršej Uhligovej „archipelovej“ koncepcie.

Lubovniansko-údolský čiastkový úsek má pásmovú stavbu s tromi základnými jednotkami PBP ako sme ich charakterizovali vyššie. Od juhu na sever a od vrchu nadol je to jednotka pieninská, subpieninská a šarišská (obr. 2, 3, 4). Pieninská jednotka prechádza z litmanovsko-jarabinského čiastkového úseku temer plynule, východne od vabeckých zlomov sa ale zužuje na pruh široký okolo 0,5 – 1 km. Na juhu sa stýka pozdĺž subvertikálneho podhalského zlomu so sedimentmi CKPP. Severné ohraničenie voči subpieninskej jednotke je tiež zlomové, v tomto prípade stredne až strmo sklonené na JZ. Náplň pieninskej jednotky tvoria pelagické sledy od strednej jury po strednú kriedu, končia sa vrchnokriedovými hlbokomorskými klastikami. Staršie „bradlové“ členy prevládajú v západnej časti úseku – severne od Lubovne a Chmeľnice, kde budujú veľké šošovkovité bradlá, kým východnejšie pri Hajtovke a Údole vystupujú najmä vyššie kriedové členy bradlového obalu.

Subpieninská jednotka pozostáva najmä z imbrikovanej maslienskej čiastkovej jednotky, len Nemecký vrch je budovaný veľkou šupinou jarabinskej čiastkovej jednotky s náplňou czorsztynskej sukcesie. Avšak aj v maslienskej jednotke má väčšina bradiel náplň pozostávajúcu z rôznych členov dezintegrovannej czorsztynskej sukcesie. Čelo subpieninskej jednotky je plocho nasunuté k SV na podložnú šarišskú jednotku, pričom vzťahy obidvoch sú úzko syntektonicky-synsedimentárne. Subpieninská jednotka tvorí pruh v strednej časti PBP, ktorý je len na krátkom úseku sz. od Hajtovky prerušený.

Severná, 1 – 2 km široká zóna lubovniansko-údolského čiastkového úseku PBP je tvorená šarišskou jednotkou. Vystupujú tu len vyššie členy jarmutsko-pročského súvrstvia s roztratenými bradlami –olistolitmi subpieninských sukcesí. Veľké roje takýchto olistolitov nachádzame západne od Matysovej okolo bradla Marmon a v severnom okolí Hajtovky.

Najsevernejšiu, len maximálne pár desiatok metrov širokú zónu tohto úseku tvorí šošovková zóna pestrých, najmä cviklovočervených ílovcov (obr. 2). Tie sú zo severnej strany v zlomovom styku s masívnymi magurskými pieskovecami. Rozdielsky zlom je pravdepodobne strmo sklonený na SZ a má charakter spätného šikmého prešmyku. Podľa pomerov v okolí Údolu patrí toto pestré súvrstvie spodnej časti údolskej sukcesie inkorporovanej do šupinovitej stavby na styku PBP a magurskej jednotky. Jediný odkryv, kde je táto šupinovitá stavba viditeľná, je zárez cesty Údol – Malý Lipník (cf. Oszczypko et al., 2004, 2005). Podľa pomerov vyplývajúcich z geologickej mapy (obr. 2) ale údolská sukcesia sčasti kolmatuje strmé štruktúry podložných jednotiek strednej a južnej časti PBP, rozdiel je aj v štruktúrnom zázname, celkovo slabšej deformácii a plochšom uložení, ako aj v nižšom stupni kompaktácie údolskej v porovnaní s podložnými oravickými sukcesiami. Podobné pomery sú aj v prilahlej západnej časti plavečsko-drienického úseku.

Údolská sukcesia vyplňa medzi Údolom a Plavečským hradom osovú depresiu, kde jednotky PBP z povrchovej stavby miznú. Táto štruktúra býva označovaná aj ako „plavečský gráben“, ktorý je založený na priečných poklesových zlomoch smeru JZ – SV. Tie by mali byť

pokračovaním buď (poľanovského) zlomu ohraničujúceho zo západu hrast Braniska (Matějka, 1963), alebo systému muránskeho zlomu (muránsko-malcovský zlom – Nemčok, 1989; Bezák, ed., 2004). Úlohu priečných poklesových zlomov v tejto oblasti ale nemôžeme potvrdiť, pretože jednotky PBP sa pod údolskú sukcesiu ponárajú z oboch strán depresie postupne cez systém periklinálnych osových ponorov a na druhej strane členy údolskej sukcesie pokračujú na obojve strany v brachysynformných pruhoch (obr. 3). Prítomnosť priečných zlomov nevyplýva ani z geomorfológie územia. V tejto oblasti je tiež vidieť priamu nadväznosť malcovského súvrstvia „bradlovej“ údolskej sukcesie a prilahlých paleogénnych sedimentov CKPP. Malcovské súvrstvie (resp. hutianske súvrstvie podtatranskej skupiny, ako je to znázornené na mape Grossa, ed., 1999) vyplňa ďalej na JV ploché, asi 1 – 2 km široké depresie medzi PBP ohraničeným podhalským zlomom a šambronsko-kamenickým pásmom CKPP – kulisovitým systémom brachyantiform s jadrami vystuženými kompetentnými zlepcovými telesami šambronských vrstiev (cf. Plašienka et al., 1998). Stojí ešte za zmienku, že v blízkosti podhalského zlomu sú v celom priebehu na danom území sedimenty či už malcovského alebo hutianskeho súvrstvia (v prevahe ílové bridlice sčasti „menilitového“ typu) výrazne deformované – vztýčené až prevrátené na juh, avšak bez výraznejšieho vnútorného „prehnetenia“, ako je to bežné u obdobných sedimentov v rámci PBP. Vrstvové plochy sú rovné, hladké a mezoskopické vrásky, zlomy, či dokonca aj žilky, sú zriedkavé.

Plavečsko-drienický segment

Ako celok je tento čiastkový úsek omnoho heterogénnejší ako obidva predchádzajúce. Na SZ pri Plavči sa začína dvomi kulisovitými radmi osamotených bradielok – subpieninskej jednotky na severe a pieninskej na juhu. Rad czorsztynských bradiel pokračuje od plavečskej hradnej skaly ďalej smerom na východ, kde nadväzuje na ojedinelé bradlá pri Šarišskom Jastrabí a na reťaz czorsztynských bradiel od Babích skaliek až po Kyjov. Pieninské bradlá medzi osadou Pastovník a obcou Ďurková súvisia s rozsiahlejšími výstupmi tejto jednotky južne od Šarišského Jastrabia. Tieto izolované „gombíkovité“ bradlá v najzápadnejšej časti šarišského úseku PBP tvoria morfológické elevácie uprostred sedimentov malcovského súvrstvia údolskej sukcesie (obr. 3). Dá sa predpokladať, že sú to popaleogénne reaktivované elevačné štruktúry podložného PBP, z ktorých boli malcovské sedimenty selektívne odstránené eróziou. Lineárny, ďalej na JV zdvojený pruh týchto pieninských bradiel pokračuje smerom na Sosnovú horu, Kyjov a vrch Beskydok, kde sa však už pieninské pretiahnuté šošovkovité bradlá nachádzajú v inej pozícii – v nadloží jarmutského a pročského súvrstvia. Južne od tohto pieninského pruhu sa severne od Pustého Poľa objavuje v podobnej pozícii prerušovaný pruh malých izolovaných czorsztynských bradiel južnejšej kulisy, šikmo narezanej podhalským zlomom. Medzi Kyjovom a Kamenicou je v okolí Predného a Zadného Skália takýchto kúl so striedaním subvertikálnych šúpín

s pieninskou a czorsztynskou sukcesiou viac. Všetky sa ale v axiálnej depresii v doline Kamenického potoka ponárajú pod šupinovitú synklinálu vyplnenú spodnými členmi údolskej sukcesie. Zaujímavé je výrazné bradlo Zadné skálie budované tromi úzkymi, strmo na SV sklonenými imbrikáciami jursko-spodnokriedových členov niedzickej sukcesie. Len pár sto metrov na západ od neho sa nachádza malé izolované bradlo, známe ako Kyjov – Pusté Pole (Mišík a Sýkora, 1993) tvorené najmä rogožnickou brekciou czorsztynskej sukcesie.

Severne od Šarišského Jastrabia, na plochom hrebeni Zadného vrchu a v doline potoka Olšavec južne od Čirča, sa nachádza niekoľko izolovaných blokových czorsztynských bradiel – olistolitov, sčasti v nadloží pročského a sčasti v podloží malcovského flyša. Zo sv. strany sú tieto štruktúry usekávané olšavským zlomom, za ktorým vystupujú masívne magurské pieskovce čergovskej jednotky.

V strednej časti PBP medzi Šarišským Jastrabím a Kyjovom sa nachádza krajinársky i geologicky jedna z najkrajších častí bradlového pásma vôbec. Územie je temer úplne odlesnené a tak je tu stavba bradlového pásma relatívne dobre sledovateľná napr. aj na satelitných snímkach (Google Earth). Je to zložito zošupinovatená, vrásovo-prešmyková synforma – synklinorium, ktorému dominuje pieninská jednotka, v úzkych antiformných pruhoch vystupuje aj podložná subpieninská jednotka a v ramenách synklinória aj šarišská jednotka. Keďže ide o jedno z kľúčových území, kde možno dokumentovať vzájomnú pozíciu oravických jednotiek východoslovenskej časti PBP, ako aj ich makro-megaskopickú stavbu a štruktúrny vývoj, zaslúži si podrobný opis. Z priestorových dôvodov ho nepodáme tu, ale v osobitnej práci, kde bude miesto aj na detailnejšiu dokumentáciu.

Zložitú vrásovo-šupinovitú stavbu má aj oblasť východne od doliny Kamenického potoka medzi Kamenicou a Lutinou – Olejníkovom. Štruktúry sú subvertikálne, kulisovité sa tu striedajú brachysynformy budované pieninskou a subpieninskou jednotkou (obr. 3, 4), ako aj najvyšším členom šarišskej jednotky – milpoškými olistostrómami s množstvom malých i veľkých olistolitov. Severne od Kamenice sa v nadloží pieninskej a sčasti priamo šarišskej jednotky nachádza širšia, ale zošupinovatená synformná štruktúra vyplnená spodnejšími členmi údolskej sukcesie – strednoeocénnyimi pestrými ílovcami a aj tmavými ílovcami menilitového typu. V antiformách pri severnom okraji PBP (Kyjov, Milpoš) vystupujú zase staršie stredno- a vrchnokriedové členy šarišskej jednotky. Priestor medzi nimi je vyplnený hrubými súbormi jarmutského a pročského flyšového súvrstvia. Bralo zrúcanín kamenického hradu pri južnom okraji PBP je posledným výstupom bradiel subpieninskej jednotky na opisovanom území, ktorá východne od olšavského zlomu už nevystupuje. Kamenické bradlo je rozsiahla, strmo na juh sklonená duplexová štruktúra šošovkovitého tvaru, ktorá je tvorená dvomi šupinami budovanými desiatky metrov hrubými piesčito-krinoidovými a hluznatými vápencami czorsztynskej sukcesie (jarabinská čiastková jednotka). Tie sú oddelené úzkymi šupinami púchovských slieňov. Krídla šošovky a jej čelné časti sú silne zošupinovatené a tvorené menšími

bradlami ako czorsztynskej, tak aj niedzickej sukcesie (maslienska čiastková jednotka).

Východne od olšavského zlomu a doliny Lúčka – Potoky je stavba ešte komplikovanejšia a zatiaľ ani zďaleka nie plne dešifrovaná – na predloženej schematickej mape (obr. 3) je znázornený len predbežný, pracovný variant stavby. Znak organizácie zo západnejších úsekov sa vytrácajú, prakticky celú do 3 km šírku PBP zastupuje šarišská jednotka s úzkymi, zavrásnenými šupinami pieninskej jednotky (?) a údolskej sukcesie. Severnejšej časti dominuje mohutné, prinajmenšom 100 m hrubé teleso, resp. telesá milpošských olistostróm, v ktorom sa nachádzajú aj niektoré spektakulárne sedimentárne bradlá v pruhu od Potokov, cez hrebeň severne od vrchu Gregorianka, horný koniec Milpoša so známym bradlom niedzickej sukcesie (Wierzbowski et al., 2004), ďalej na V smerom na hanigovské zrúcaniny a najmä na výraznom, ale ťažko dostupnom hrebeni severne od nich. Tu je premiešaných veľké množstvo morfológicky výrazných bradiel – olistolitov ako czorsztynskej, tak aj niedzickej a možno aj pieninskej sukcesie. Bradlá majú rozmery od niekoľko m³ až po izometrické alebo elipsoidné megaolistolity pár sto m dlhé. V tomto prípade je ich olistolitový charakter nepochybý, aj keď matrix brekcie je vidieť len veľmi zriedkavo.

Za zmienku stoja ešte dva bloky – olistolity bazaltov, ktoré sa tesne vedľa seba nachádzajú v hrubozrnných pročských pieskovochoch na východných svahoch Vysokého vrchu asi 2 km na SV od Hanigoviec. Bazalty sú v súčasnosti predmetom petrologického štúdia, predbežné výsledky (Spišiak a Sýkora, 2009) naznačujú, že ide o geochemicky rovnaký typ alkalických bazaltov, rovnakého (spodnokriedového) veku a rovnakej pozície, ako je známa Bazaltowa skaľa v poľských Malých Pieninách (olistolit v jarmutskom súvrství – Birkenmajer a Pécskay, 2000; Birkenmajer a Lorenc, 2008).

Stavba územia medzi Hanigovským hradom a Olejníkovom je komplikovaná prítomnosťou k západu vyklínajúcej antiklinálnej šupiny magurských pieskovcov čergovskej jednotky, ktorá sa vkladá medzi synformu so spomínanými rozsiahlymi telesami milpošských olistostróm a hlavný pruh bradlového pásma (obr. 3). Z východu je táto komplikovaná šupinová zóna amputovaná olejníkovským zlomom prebiehajúcim medzi Olejníkovom a Jakovanmi. Za ním je PBP široké už len sotva niečo cez kilometer, smerom na V sa stále zužuje a medzi Červenou Vodou a Drienicou temer úplne vyklinuje. Tvorené je už zrejme len pročským súvrstvím s celkom ojedinelými czorsztynskými bradlami – olistolitmi. Bezprostredne na J od PBP však vystupuje pri Hanigovciach a Jakovanoch aj niekoľko pieninských bradiel v prostredí malcovského súvrstvia, resp. sedimentov CKPP, pravdepodobne v podobnej pozícii ako je tomu medzi Plavčom a Ďurkovom.

Postupné zužovanie až vyklinovanie PBP od Šarišského Jastrabia až po Drienicu je spôsobené výrazným spätným – juhovergentným pohybom kompetentnej masy magurských pieskovcov budujúcich pohorie Čergov (v staršej literatúre aj Čerchov alebo Čerhov). Táto situácia je evidentná z geologickej mapy i morfológie územia a zmieňujú sa o nej všetci autori, ktorí tu mapovali (napr.

Matějka, 1963; Stráník, 1965, 1967; Nemčok, 1984). Styk na juh sunutej čergovskej jednotky a PBP obstaráva systém dextrálnych šikmých prešmykov sklonených strmo na SV a subvertikálnych bočných posunov, ktoré do seba sčasti plynulo prechádzajú (obr. 3). Tento systém sa začína pri Šarišskom Jastrabí olšavským zlomom smeru SSZ, ktorý sa v Kyjovskej doline zakrivuje do smeru SZ – JV a vzápätí v Kamenickej doline opäť do smeru SSZ – JJV. Tu zrejme prechádza cez celé PKB a na jeho jv. okraji medzi Lúčkou a Potokmi spôsobuje aj mierny odskok podhalského zlomu. Olšavský zlom ale možno čiastočne sledovať aj v jeho priamom pokračovaní na JJV do oblasti Kamenice ako systém flexúrovitých ohybov vrásovo-šupinových pruhov uprostred PBP. Podobný charakter má aj olejníkovský zlom a ďalší podobný zlom medzi Červenou Vodou a Drienicou, na ktorom už PBP temer úplne vyklinuje, pretože spomínaný systém šikmých spätných prešmykov severného okraja PBP (označujeme ho ako drienický zlom) tu postupne virguje s, v podstate, priamočiarym podhalským zlomom. Celý tento zlomový systém možno kinematicky veľmi dobre interpretovať v intenciách dextrálnej transpresnej zóny, tak ako to urobili Ratschbacher et al. (1993). Okrajové zlomy PBP tak reprezentujú hlavné Y strihy, vnútorné vrásky a šupiny PBP sú sčasti rotované do smerov paralelných s podružnými P strihmi, relatívne mladšie sú strihy smeru SSZ – JJV, ktoré reprezentujú R strihy, alebo prechodné zlomy medzi R a normálnymi zlomami T a mali by tak byť subparalelné so smerom pôsobenia maximálneho horizontálneho napätia SH_{max} . Plnia aj funkciu tzv. transferných zlomov vyrovnávajúcich rôzne (smerom na východ rastúce) skrátenie medzi okrajovými zlomami PBP (rozdielisko-drienickým a podhalským).

Kinematický rámec strižných a zlomových zón vo východnej časti PBP je však asi ešte oveľa zložitejší, pretože najmä vnútorné vrásovo-šupinové štruktúry a miestami výrazné dextrálne P-strihy v oravických jednotkách PBP sú aspoň sčasti evidentne staršie (predspodnomiocénne a tým aj predstrednoeocénne) ako vyššie opisované, zrejme spodnomiocénne diskkrétne zlomové systémy. Všetko nasvedčuje tomu, že dextrálny strih pozdĺž východoslovenského PBP nebol jednofázovým procesom, ale opakoval sa, resp. reaktivoval počas paleogénu a miocénu viackrát. To má nepochybne ďalekosiahle dôsledky aj pre rekonštrukciu tektonického vývoja celých Západných Karpát v tomto období. Takáto rekonštrukcia si však vyžaduje integráciu analytických kinematických a dynamických údajov nielen zo západnej časti PBP, ale aj zo susediacich zón a vlastne z celých Karpát, čo je však už mimo regionálneho zamerania predloženého článku.

Náčrt tektonického vývoja – diskusia

V tejto kapitole načrtujeme tektonický vývoj PBP na danom území, tak ako vychodí z hore opísaného mapového obrazu geologickej stavby a z predbežnej interpretácie mezoskopických štruktúrnych prvkov pozorovaných v teréne.

Pôvodná superpozícia jednotiek PBP bola silne modifikovaná pooligocénnymi deformáciami, na viacerých

miestach je ale stále dobre identifikovateľná. Ako je to dokumentované štruktúrnou pozíciou, vekovým rozsahom sedimentov zaradených do danej jednotky a aj vekom a zložením hrubozrnných synorogénnych klastických uložení, nasúvanie a „stohovanie“ jednotiek PBP na opisovanom území progradovalo od najvyššej kriedy (pieninská jednotka nasunutá na subpieninskú), cez paleocén – spodný eocén (subpieninská a nadložná pieninská nasunutá na šarišskú) a ukončilo sa spodnomiocénnym čiastočným nasúvaním šarišskej a všetkých nadložných jednotiek na vnútorné zóny magurskej superjednotky, ktorý už ale úzko súvisel s transpresnými pohybmi pozdĺž PBP (obr. 1, 6). Tento tektonický scenár možno aspoň sčasti dokumentovať aj mezoskopickým štruktúrnym záznamom.

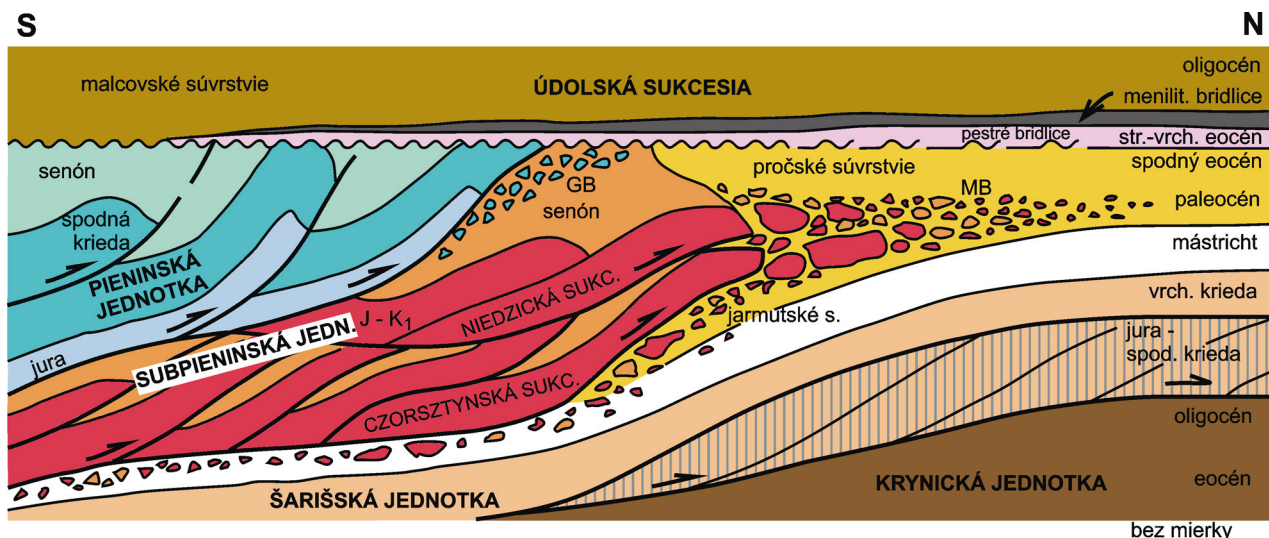
Drobné štruktúry možno zaradiť do niekoľkých deformačných štádií. Predorogénne štádium D_0 zahŕňa penekontemporánne „soft-sediment“ deformácie generované gravitačnými pohybmi v pôvodnej sedimentárnej panve, ako sú napr. synsedimentárne sklzové vrásky, pomerne časté v doskovitých vápencoch pieninského súvrstvia pieninskej jednotky (napr. pri Chmeľnici). V prahových sukcesiach sa zase často vyskytujú rozpadové štruktúry vytvorené v už spevnených vápencoch, ako sú prizlomové brekcie a zlomové rozsadliny vyplnené neptunickými žilami (cf. Mišík a Sýkora, 1993). Tieto synsedimentárne deformačné udalosti možno interpretovať v intenciách jursko-spodnokriedových riftových fáz, ktoré vytvorili členitý reliéf pôvodného sedimentačného prostredia sukcesii neskoršieho PBP (Plašienka, 2003).

Inventár najstaršieho kompresného deformačného štádia D_1 reprezentuje nepravidelne vyvinutá kliváž tlakového rozpúšťania, orientovaná pod tupými uhlami voči vrstvom v kompetentných vápencoch subpieninskej jednotky, kde je v hlúznatých czorsztynských vápencoch miestami mezopenetračná (obr. 5F). Iným typom D_1 štruktúr

sú mezoskopické duktilno-krehké strižné zóny a asociujúca strižná, resp. toková kliváž vyvinutá pod ostrým uhlom voči vrstvom, resp. je až subparalelná s ňou. Strižné zóny nachádzame najmä v nekompetentných slieňovcových súvrstviach všetkých jednotiek PBP. Štruktúry deformačného štádia D_1 súvisia s počiatočným odliepaním bradlových sukcesii od ich podsúvaného podložja a ich následného príkrovového presúvania, ktoré zahŕňalo ako sekvenčné nasúvanie s čelnou propagáciou a akreáciou, tak aj mimosekvenčné (out-of-sequence) prešmykvanie a nasúvanie, ktoré bolo zistené geologickým mapovaním napr. v oblasti Šarišského Jastrabia. Z hore uvedenej následnosti umiestňovania hlavných príkrovových jednotiek PBP vyplýva, že štádium D_1 neprebehlo vo všetkých jednotkách PBP súčasne, ale postupovalo v priebehu času do stále externejších a pozíčne nižších jednotiek.

Miestami sú dobre zvrstvené komplexy, osobitne pieninskej jednotky, intenzívne zvrásnené. Vrásky pozdĺžneho ohybu, označované ako F_2 , majú strmé osové roviny a lokálnu kliváž osovej roviny S_2 , morfológicky sú blízke krokvicovitým až podobným vrásam. Deformačné štádium D_2 spájame s mimosekvenčným nasúvaním v tyle vyvíjajúceho sa násunového klinu externých Západných Karpát.

Deformačné štádium D_3 je registrované extenznými duktilnými a krehkými strižnými zónami orientovanými zväčša pod ostrými uhlami voči vrstvom. Okrem údolskej sukcesie sú prítomné vo všetkých bradlových jednotkách a aj v príľahlých spodnoeocénnych magurských pieskovcoch. Túto tektonickú udalosť vzťahujeme ku gravitačnému extenznému rozpadu zhrubnutého násunového klinu. Kolaps bol nasledovaný subsidenciou a depozíciou naložených sedimentov údolskej sukcesie, ktorá pokrýva rôzne jednotky podložja a sčasti kolmatuje aj vrásové a strižné deformácie podložných oravických i magurských jednotiek.



Obr. 6. Schéma „stohovania“ oravických a magurských jednotiek vo vzťahu ku synorogénnym konglomerátom (MB – milpošské brekcie, GB – gregoriánske brekcie) a popríkrovovým sedimentom údolskej sukcesie.

Fig. 6. The stacking scheme of the Oravic and Magura units in relation to the synorogenic conglomerates (MB – Milpoš Breccia, GB – Gregorianka Breccia) and to the post-nappe Údol Succession.

Počas záverečného štádia D₄ získalo PBP dnešnú formu s „bradlovým štýlom“ stavby charakterizovaným rozsiahlou dezintegráciou stratigrafických sledov a laterálnou disperziou predtým príkrovovo popresúvaných jednotiek. Deformácia bola kontrolovaná dextrálnym transpresným tektonickým režimom (Ratschbacher et al., 1993; Plašienka et al., 1998) pozdĺž strižného koridoru smeru SZ – JV, v ktorom vznikla široká vejárovitá „flower“ štruktúra s obvyčajne centrálnou pozíciou PBP (napr. Hruščeký et al., 2006). Vznikli aj dve hlavné okrajové zlomové zóny PBP, ktoré sú spojené s drobnými strmými dextrálnymi strižnými zónkami a zovretými vrásami ohybového sklzu. Táto deformačná udalosť už postihla všetky bradlové jednotky vrátane údolskej sukcesie i priľahlých pribradlových zón.

Záver

Na záver už len stručne v bodoch zosumarizujeme najdôležitejšie závery vychádzajúce z výsledkov našej práce, ktoré do menšej alebo väčšej miery protirečia starším i stále existujúcim názorom na stavbu predmetného úseku bradlového pásma:

- Subpieninská (czorsztynská) jednotka nie je ani autochtónnym, ani najspodnejším stavebným prvkom PBP – štruktúrne sa pod ňou na východnom Slovensku nachádza novodefinovaná šarišská jednotka;

- Šarišská jednotka zahŕňa kriedové pelagické sedimenty nasledované nahor hrubším komplexom hlbokomorských klastických sedimentov jarmutského a pročského súvrstvia (mástricht – spodný eocén); v dôsledku toho tieto sedimenty, ktorých časť je známa aj ako „(pri)bradlový paleogén“, nereprezentujú tzv. bradlový obal, ale sú súčasťou štruktúrne a vývojovo samostatnej jednotky;

- Násunové príkrovové procesy oravických jednotiek PBP boli okrem deformačných štruktúr zaznamenané aj synorogénnymi tektono-sedimentárnymi brekciami vo viacerých jednotkách a stratigrafických úrovniach, ktoré tak umožňujú stratigrafické datovanie príkrovových tektonických pochodov;

- Brekcie v šarišskej jednotke často nesú sedimentárne bloky najmä jurských vápencov czorsztynskej a niedzickej sukcesie – nemálo „bradiel“, ktoré vystupujú uprostred jarmutského a pročského súvrstvia, predstavujú v skutočnosti olistolity;

- Na viacerých miestach sledovaného úseku PBP možno dokumentovať reliktu stavby typu „fold-and-thrust belt“; oravické jednotky PBP pôvodne predstavovali široký, ale tenký systém vrásovo-násunových jednotiek prekrývajúcich značnú, vnútornú časť akrečného klinu externých Karpát vyvíjajúceho sa v paleogéne a spodnom miocéne;

- Počas stredného – vrchného eocénu bolo PBP a priľahlé zóny ovplyvnené významnou extenznou udalosťou, ktorá pravdepodobne súvisela s gravitačným kolapsom zhrubnutých vnútorných častí akrečného klinu externých Karpát; po extenzii nasledovala intenzívna oligocénna subsidencia;

- Unikátny „bradlový štýl“ stavby PBP je v konečnej forme výsledkom spodnomiocénnej transpresnej deformácie a dezintegrácie pôvodnej vrásovo-násunovej stavby.

V úvode sme si položili otázku, či možno v stavbe bradlového pásma pri podrobnom geologickom mapovaní nájsť nejaké znaky vnútornej organizácie, teda regulárne usporiadanie tektonických jednotiek s definovateľnou vnútornou náplňou, alebo aspoň jeho reliktu – a to aj v tých sektoroch PBP, ktoré sa odjakživa zobrazovali ako neusporiadané, chaotické komplexy bradiel a ich „obalu“. Ako vyplýva z predchádzajúceho textu, názor autorov je v tomto smere kladný. Prebiehajúce výskumy v iných častiach PBP naznačujú, že model stavby načrtnutý v tejto práci bude vo väčšej alebo menšej miere platiť v celom jeho priebehu. Tým sa ale nechce povedať, že tento model je pre PBP univerzálny a že znamená konečné riešenie jeho stavby a vývoja. Je to skôr pracovná hypotéza, ktorá pri ďalšom výskume ešte určite podstúpi viaceré modifikácie, kým sa možno raz dopracujeme k ucelenému vývojovému tektonickému modelu PBP ako reprezentantovi svetovo unikátnej sutúrnej zóny v stavbe kolíznych orogénov.

Podakovanie. Práca vznikla v rámci riešenia projektov APVV-0465-06 „Tectogen“ a LPP-0225-06 „Bradlo“. Za finančný grant ďakujeme Agentúre na podporu výskumu a vývoja. Ďakujeme tiež kolegom – spoluriešiteľom projektu – za pomoc, mnohé nové poznatky a inšpiratívne myšlienky, ktoré nám pomohli pri postupnom budovaní vlastného pohľadu na bradlové pásmo. Recenzentom M. Potfajovi a J. Sotákovi ďakujeme za cenné konštruktívne pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť úroveň práce.

Literatúra

- ANDRUSOV, D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Část III.: Tektonika. *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 9, 135.
- ANDRUSOV, D., 1959: Geológia československých Karpát, II. Vyd. *Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 375.
- ANDRUSOV, D., 1965: Geológia československých Karpát, III. Vyd. *Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 424.
- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. Vyd. *Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 188.
- ANDRUSOV, D., 1974: The Pieniny Klippen Belt. In: *Maheľ, M. (ed.): Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. Inst. D. Štúra, Bratislava*, 145 – 158.
- ANDRUSOV, D. & SAMUEL, O. (eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 440.
- ANDRUSOV, D. & SCHEIBNER, E., 1968: Classification of “Klippers” or “Klippen”. *Proc. 23th Internat. Geol. Congress, Sec. 3 – Orogenic belts, Prague*, 92 – 102.
- ANDRUSOV, D., SCHEIBNER, E., SCHEIBNEROVÁ, V. & ZELMAN, J., 1959: O transgresiách a regresiách kriedy vo vnútornom bradlovom pásme. *Geol. Sbor.*, 10, 2, 317 – 323.
- AUBRECHT, R., KROBICKI, M., SÝKORA, M., MIŠÍK, M., BOOROVÁ, D., SCHLÖGL, J., ŠAMAJOVÁ, E. & GOLONKA, J., 2006: Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyń Succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion? *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 76, 161 – 196.
- BEZÁK, V. (ed.), 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000 + vysvetlivky. *Bratislava, MŽP SR, ŠGUDŠ*.
- BIELY, A. (ed.), 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra*, 76.
- BIRKENMAJER, K., 1959: Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. chim. géol. géogr.*, 7, 123 – 128.

- BIRKENMAJER, K., 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Jb. Geol. B.-A.*, 103, 1 – 36.
- BIRKENMAJER, K., 1970: Przedeoceńskie struktury fałdowe w pieniniskim pasie skałkowym Polski. *Stud. geol. pol.*, 31, 1 – 81.
- BIRKENMAJER, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 45, 1 – 158.
- BIRKENMAJER, K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol.*, 88, 7 – 32.
- BIRKENMAJER, K., 2001: Introduction. In: *Birkenmajer, K. & Krobicki, M. (eds): Carpathian paleogeography and geodynamics: A multidisciplinary approach. 12th Meeting of the Association of European Geological Societies, Kraków, 13 – 15 September 2001, Field trip C. Kraków*, 127 – 139.
- BIRKENMAJER, K., 2007: The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): stratigraphy, tectonics, paleogeography. *Stud. geol. pol.*, 127, 7 – 50.
- BIRKENMAJER, K. & DUDZIAK, J., 1991: Middle to Late Palaeocene Nannoplankton zones in the Jarmuta Formation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 39, 47 – 52.
- BIRKENMAJER, K. & JEDNOROWSKA, A., 1987: Late Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Stud. geol. pol.*, 92, 7 – 28.
- BIRKENMAJER, K. & LORENC, M. W., 2008: Lower Cretaceous exotic intraplate basaltoid olistolith from Biała Woda, Pieniny Klippen Belt, Poland: geochemistry and provenance. *Stud. geol. pol.*, 131, 237 – 246.
- BIRKENMAJER, K. & PÉCSKAY, Z., 2000: Early Cretaceous K-Ar age of a large basalt olistolith at Biała Woda, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 117, 27 – 35.
- BIRKENMAJER, K., DUDZIAK, J., JEDNOROWSKA, A. & KUTYBA, J., 1987: Foraminiferal-nannoplankton evidence for Maastrichtian and Paleocene ages of the Jarmuta Formation: its bearing on dating Laramian orogeny in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 35, 287 – 298.
- BIRKENMAJER, K., GEDL, P., MYCZYŃSKI, R. & TYSZKA, J., 2008: "Cretaceous black flysch" in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians: a case of geological misinterpretation. *Cretaceous Res.*, 29, 535 – 549.
- FUSÁN, O. (ed.), 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXVII Vysoké Tatry. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 216.
- GROSS, P. (ed.), 1999: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra*.
- HRUŠECKÝ, I., PLAŠIENKA, D. & POSPIŠIL, L., 2006: Identification of the North-European Platform below the eastern part of the West Carpathian Flysch Belt. In: *Golonka, J. & Pícha, F. J. (eds.): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. AAPG Memoir, 84, Chapter 25*, 717 – 728.
- HURAI, V., MARKO, F., TOKARSKI, A. K., ŚWIERCZEWSKA, A., KOTULOVÁ, J. & BIROŇ, A., 2006: Fluid inclusion evidence for deep burial of the Tertiary accretionary wedge of the Carpathians. *Terra Nova*, 18, 440 – 446.
- JANOČKO, J. (ed.), 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 174.
- JUREWICZ, E., 1997: The contact between the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit (the Małe Pieniny Mts.). *Geol. Quart.*, 41, 315 – 326.
- JUREWICZ, E., 2005: Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta geol. Polon.*, 55, 295 – 338.
- KALIČIAK, M. (ed.), 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 231.
- KOVIČ, P. & HOK, J., 1996: Tertiary development of the western part of Klippen Belt. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 2, 136 – 149.
- KŚIAŻKIEWICZ, M., 1977: The tectonics of the Carpathians. Pieniny Klippen Belt. In: *Pozaryski, W. (ed.): Geology of Poland. Vol. 4 – Tectonics. Wyd. geol., Warszawa*, 519 – 552.
- KŚIAŻKIEWICZ, M. & LEŠKO, B., 1959: On the relation between the Krosno and Magura flysch. *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre*, 7, 773 – 780.
- LEŠKO, B., 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. *Geol. Sbor.*, 11, 1, 95 – 103.
- LEŠKO, B. (ed.), 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXIX Snina. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 132.
- LEŠKO, B. & SAMUEL, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied*, 280.
- LEŠKO, B., ĐURKOVIČ, T., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O. & SNOPOKOVÁ, P., 1984: Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 16, 217 – 255.
- MATEJKA, A. (ed.), 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXI Spišská Stará Ves. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 60 – 132.
- MAZÚR, E. & LUKNIŠ, M., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. *Slov. kartografia, Bratislava*.
- MELLO, J. (ed.), 2005: Geologická mapa stredného Považia 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra*.
- MIŠÍK, M. & SÝKORA, M., 1993: Jurassic submarine scarp breccia and neptunian dykes from the Kyjov-Pusté Pole klippen (Czorsztyn unit). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 25, 411 – 427.
- MIŠÍK, M., SÝKORA, M., MOCK, R. & JABLONSKÝ, J., 1991a: Paleogene Proč Conglomerates of the Klippen Belt in the Western Carpathians, material from Neopieninic exotic ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 46, 9 – 101.
- MIŠÍK, M., SÝKORA, M. & JABLONSKÝ, J., 1991b: Strihovské zlepenie a juhomagurská kordiléra. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 14, 7 – 72.
- NEMČOK, J., 1980: Non-traditional view of east-Slovakian Klippen Belt. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 563 – 568.
- NEMČOK, J., 1984: Magurský príkrov a bradlové pásmo na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Spr.*, 81, 119 – 129.
- NEMČOK, J., 1989: Tektonický vznik paleogénnych panví Západných Karpat. *Geol. Práce, Spr.*, 89, 53 – 66.
- NEMČOK, J., KULLMANOVÁ, A. & ĐURKOVIČ, T., 1989: Vývoj a stratigrafické postavenie gregoriánskych brekcií bradlového pásma na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Spr.*, 89, 11 – 37.
- NEMČOK, J., ZAKOVIČ, M., GAŠPARIKOVÁ, V., ĐURKOVIČ, T., SNOPOKOVÁ, P., VRANA, K. & HANZEL, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienín, Čergova, Lubovianskej a Ondavskej vrchoviny. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 132.
- NEUMAYR, M., 1871: Jurastudien. 5. Das Pieninische Klippenzug. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 21, 451 – 536.
- OSZCZYPKO, N., 2006: Pozycja Karpat Zewnętrznych w łuku alpejskim oraz etapy ich rozwoju. In: *Oszczypko, N., Uchman, A. & Malata, E. (eds.): Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i Pienińskiego pasa skałkowego. Inst. Nauk Geol. Univ. Jagiellon., Kraków*, 9 – 18.
- OSZCZYPKO, N. & JUREWICZ, E., 2009: The position of the so called autochthonous Magura Paleogene in the Małe Pieniny Mts. (Magura Nappe and Pieniny Klippen Belt, Poland). In: *Reháková, D. & Józsa, S. (eds.): Conference of Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians. Miner. Slov. (Bratislava)*, 40, 3 – 4, *Geovestník*, 245 – 246.
- OSZCZYPKO, N., MALATA, E., ŠVÁBENICKÁ, L., GOLONKA, J. & MARKO, F., 2004: Jurassic-Cretaceous controversies in the Western Carpathian Flysch: the „black flysch“ case study. *Cretaceous Research*, 25, 89 – 113.
- OSZCZYPKO, N., OSZCZYPKO-CLOWES, M., GOLONKA, J. & MARKO, F., 2005: Oligocene-Lower Miocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between Jarabina and the Poprad River (East Slovakia and South Poland): their tectonic position and palaeogeographic implications. *Geol. Quarterly*, 49, 379 – 402.
- OSZCZYPKO, N., OSZCZYPKO-CLOWES, M. & SALATA, D., 2006: Egzotyki strefy krynickiej (płaszczowina magurska) i ich znaczenie paleogeograficzne. *Geologia*, 32, 1, 21 – 45.
- OSZCZYPKO, N., JUREWICZ, E. & PLAŠIENKA, D., in press: Tectonics of the Klippen Belt and Magura Nappe in the eastern part of

- the Pieniny Mts. (Western Carpathians, Poland and Slovakia) – new approaches and results. *Proceedings XIX Congress CBGA, Thessaloniki, Greece*.
- OŽVOLDOVÁ, L. & FRANTOVÁ, L., 1997: Jurassic radiolarites from the eastern part of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 48, 49 – 61.
- PLAŠIENKA, D., 2003: Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 94 (2001), 79 – 98.
- PLAŠIENKA, D., 2006: História tektonického výskumu Západných Karpát. In: *Grecula, P. (ed.): História geológie na Slovensku. Zv. 2. Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 815 – 858*.
- PLAŠIENKA, D., 2009: Tektonika pieninského bradlového pásma (Západné Karpaty) vo svetle nových poznatkov. Spoločný geologický kongres Českej a Slovenskej geologickej spoločnosti. Zborník abstraktov a exkurzný sprievodca. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 149 – 150*.
- PLAŠIENKA, D., ŠOTÁK, J. & PROKEŠOVÁ, R., 1998: Structural profiles across the Šambron-Kamenica Periklippen Zone of the Central Carpathian Paleogene Basin in NE Slovakia. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 29, 173 – 184.
- POLÁK, M. (ed.), 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000, mapový list 27 – Poprad. *Bratislava, MŽP SR – ŠGÚDŠ*.
- POTFAJ, M., 1993: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 98, 55 – 78.
- POTFAJ, M., 1998: Geodynamics of the Klippen Belt and Flysch Belt of the Western Carpathians. In: *Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geol. Surv. Slov. Rep., D. Štúr Publ., Bratislava, 143 – 154*.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G., SPERNER, B., MESCHÉDE, M., DECKER, K., NEMČOK, M., NEMČOK, J. & GRYGAR, R., 1993: The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics*, 226, 471 – 483.
- ROJKOVIČ, I., OŽVOLDOVÁ, L. & SÝKORA, M., 2003: Manganese mineralization near Šarišské Jastrabie village, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia. *Slovak Geol. Mag.*, 9, 51 – 64.
- SCHIBNER, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: *Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráník, Z., Vaškovský, I. & Žebera, K. (eds.): Regionální geologie ČSSR. Díl II Západní Karpaty, svazek 2. Akademie, Praha, 7 – 108*.
- SIKORA, W., 1971: Outline of the tectogenesis of the Pieniny Klippen zone in Poland in the light of the new geological data (v ruštine). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 41, 223 – 239.
- SIKORA, W., 1974: The Pieniny Klippen Belt (Polish Carpathians). In: *Mahel, M. (ed.): Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. Inst. D. Štúr, Bratislava, 177 – 180*.
- SLÁVIK, J., 1976: Zemplinikum – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 65, 7 – 19.
- SPIŠIAK, J. & SÝKORA, M., 2009: Geochémia a mineralógia bazaltov z Hanigoviec – pročské vrstvy. In: *Jurkovič, L., Slaninka, I. & Ďurža, O. (eds.): Geochémia 2009. Konf., Symp., Sem., Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 106 – 109*.
- SRNÁNEK, J. & SALAJ, J., 1965: Poznámky ku geológii pieninského úseku bradlového pásma v širšom okolí Starej Ľubovne. *Geol. Práce, Spr.*, 35, 61 – 72.
- STRÁNÍK, Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohorí a západní části Ondavské vrchoviny. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 3, 125 – 178.
- STRÁNÍK, Z., 1967: Východní úsek flyšového pásma česko-slovenských Karpat. In: *Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráník, Z., Vaškovský, I. & Žebera, K. (eds.): Regionální geologie ČSSR. Díl II Západní Karpaty, svazek 2. Akademie, Praha, 203 – 286*.
- ŠVÁBENICKÁ, L., BUBÍK, M., KREJČÍ, O. & STRÁNÍK, Z., 1997: Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura group of nappes in Moravia (Czech Republic). *Geol. Carpath.*, 48, 179 – 191.
- ŚWIDZIŃSKI, H., 1961: La série de Richvald dans les Carpates flyschéuses. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr.*, 9, 109 – 119.
- UHLIG, V., 1890: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II Th. – Der pieninische Klippenzug. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 40, 3 – 4, 559 – 824.
- UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In: *Diener, C., Hoernes, R., Suess, F. E. & Uhlig, V. (eds.): Bau und Bild Österreichs. F. Tempsky, Wien und G. Freytag, Leipzig, 649 – 911*.
- UHLIG, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsberichte der Kaiserischen Akademie der Wissenschaften, mathem.-naturwissenschaft. Klasse, 116, part I, 871 – 982.
- WIERZBOWSKI, A., AUBRECHT, R., KROBICKI, M., MATYJA, B. A. & SCHLÖGL, J., 2004: Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 74, 237 – 256.
- ŽEC, B. (ed.), 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, 254*.
- ŽEC, B., GAZDAČKO, L., KOVÁČIK, M., KOBULSKÝ, J., BONA, J., PRISTAŠ, J. & POTFAJ, M., 2006: Geologická mapa Nízkych Beskýd – stredná časť 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ*.

Rukopis doručený 12. 3. 2010
Revidovaná verzia doručená 2. 8. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 7. 9. 2010

Geological setting of the Pieniny and Šariš sectors of the Klippen Belt between Litmanová and Drienica villages in the eastern Slovakia

Three principal superposed tectonic units have been distinguished and mapped in the eastern part of the Pieniny sector and in the western part of the Šariš sector of the Pieniny Klippen Belt (PKB) in the north-eastern Slovakia. These are the Šariš, Subpieniny and Pieniny thrust sheets, which are all ranged to the Oravic Superunit (Figs. 1, 2 and 3). The lowermost Šariš (Faklovka) Unit overrides or juxtaposes the most internal elements of the Magura Superunit terminated by the

Oligocene to Lowermost Miocene sandstone-dominated flysch deposits (Oszczypko et al., 2005). The Šariš Unit, formerly considered to be a part of the “klippen mantle”, consists of varied pelagic Cretaceous sediments followed by Maastrichtian – Lower Eocene deep marine pelagic (variegated shales) and clastic (turbidites, mass-flows) deposits (Fig. 1). These are known as the Jarmuta and/or Proč Fm. and involve also chaotic olistostrome bodies (Milpoš Breccia) with olistoliths dominantly derived from

the overlying Subpieniny Unit (Figs. 5A, B and 6). The latter is, due to the competence contrast between the stiff blocky klippen and their soft marly matrix, a rather incoherent nappe sheet composed of the thrust stacks, duplexes and small imbrications (Figs. 5C, D). It includes various successions derived from the Czorsztyn Ridge and its slopes (Czorsztyn s.s., Niedzica, Czertezik). The Czorsztyn-type successions are terminated by the Upper Cretaceous coarsening-upward clastics including chaotic breccia bodies (Gregorianka Breccia – cf. Nemčok et al., 1989) composed of material derived from the overriding Pieniny Nappe (Figs. 5E and 6). That is dominated by the basinal sediments ranging from the Upper Jurassic radiolarites up to Upper Cretaceous variegated marlstones and exotics-bearing flysch conglomerates (Fig. 1). In places, the PKB tectonic units are covered by the Middle Eocene – Oligocene sediments (termed as the Údol Succession here, but known also as the Ujak Facies, Ombron Group or Richvald Series). They include variegated shales, Globigerina marls, menilite shales and turbiditic sandstones and shales of the Oligocene Malcov Fm. (Fig. 1). The Údol Successions partly seals the nappe structure of the Oravic units which originated by the sequential stacking during the latest Cretaceous – Early Eocene (Figs. 1, 2, 3, 4 and 6).

Superposition of the PKB units was strongly modified by the post-Oligocene deformation, but it is still well recognizable in several places (Fig. 2). As revealed by the structural position, age range of sedimentary successions included and by the inferred age and composition of the coarse-grained synorogenic clastic deposits, stacking of the PKB nappe units progressed from the Uppermost Cretaceous (Pieniny Unit over the Subpieniny), through Paleocene – Lower Eocene (Subpieniny + Pieniny over Šariš) and terminated by the Lower Miocene piggy-back thrusting of the Šariš Unit and the overlying nappe and overstepping complexes above the Magura Superunit. This tectonic scenario is partially recorded also by the mesoscopic structural record.

Small-scale structures can be assigned to several deformation stages. The pre-orogenic D_0 stage includes soft-sediment deformation generated by the gravitational movements, such as slump folds (common in the biancone-type limestones of the Pieniny Fm. in the Pieniny Unit); and synsedimentary breakdown structures of already indurated limestones, such as scarp breccias or neptunian dykes (frequent in the Czorsztyn-type successions; e.g. Mišík and Sykora, 1993). Synsedimentary deformation events may be interpreted in terms of Jurassic – Lower Cretaceous rifting phases that formed the rugged topography of the original PKB sedimentation area (Plašienka, 2003). The inventory of the oldest compressional deformation stage D_1 is represented by an unevenly developed pressure solution cleavage oriented at the high angles to bedding in competent limestones of the Subpieniny Unit (Fig. 5F).

Another type of structures classified as D_1 are small-scale ductile/brittle shear zones and associated cleavage developed at low angles or subparallel to bedding. These are present in incompetent marly formations of all PKB units. The D_1 structures are related to incipient detachment of the PKB successions from their subducted substratum and subsequent thrust stacking, including both – the foreland-propagating and out-of-sequence thrusting recognized by geological mapping. Assuming the stacking succession outlined above, the D_1 stage was not coeval in all PKB units, but progressed in a piggy-back manner from the higher to lower thrust sheets. The well-bedded strata are tightly folded in places – buckle folds with steep axial planes and local S_2 cleavage, close to the chevron morphology, are designated as F_2 . The D_2 stage was related to out-of-sequence thrusting in the rear of the developing thrust wedge (especially in the Pieniny Unit).

The D_3 deformation stage is registered by extensional ductile to brittle shear zones oriented mostly at low angles to bedding. They are present in all PKB units (except the Údol Succession) and also in the adjacent Lower Eocene Magura sandstones. We relate this event to the extensional collapse of the overthickened thrust wedge accompanied by the subsidence and deposition of the overstepping Údol Succession. During the final D_4 stage the PKB attained its present form with the “klippen style” of extensive disintegration of stratigraphic successions and lateral dispersal of previously superposed tectonic units. Deformation was controlled by the dextral transpressional tectonic regime (Ratschbacher et al., 1993; Plašienka et al., 1998) along a NW – SE trending wrench corridor with a broad positive flower structure usually centred by the PKB. Two principal boundary fault zones of the PKB developed, which are accompanied by the small-scale steep dextral shear zones and tight flexural-slip folds. This deformation event affected all PKB units, as well as the Údol Succession.

Regionally, three segments differing in structure are discerned within the described part of the PKB (Figs. 3 and 4). The westernmost one, between the Litmanová and Jarabina villages, is characterized by the presence of a complex, broad antiform cored by the Šariš Unit and flanked by the Subpieniny and Pieniny Units. Eastwards, the Lubovňa–Údol segment has a comparatively simple structure with a well-preserved original, moderately SW-dipping superposition of all three Oravic units. On the contrary, the eastern Plaveč–Drienica segment shows a very complex system of coulisse-like arrangement of brachyantiforms, cored by the lower members of the Šariš Unit, and brachysynforms filled with the outliers of the Pieniny Nappe and sediments of the Údol Succession. Nevertheless, some parts still preserve relics of the original fold-and-thrust structures, but strongly influenced by the out-of-sequence thrusting and post-Oligocene transpressional dispersion.

Sedimentary analysis of the Cretaceous flysch sequences at the Zemianska Dedina locality (Nižná Unit, Pieniny Klippen Belt, northern Slovakia)

DUŠAN STAREK¹, ROMAN AUBRECHT^{2, 3}, LUBOMÍR SLIVA² and ŠTEFAN JÓZSA²

¹Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava;
dusan.starek@savba.sk

²Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University,
Mlynská dolina – G, 842 15 Bratislava; Aubrecht@fns.uniba.sk, Sliva@fns.uniba.sk

³Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava

Abstract

The studied Cretaceous flysch succession of the Pieniny Klippen Belt in the Orava territory is similar to the Kysuca Unit where the lower, sandstone flysch (Snežnica Beds) and the upper, conglomerate flysch (Sromowce Formation) were distinguished (Andrusov and Samuel, 1985). Although the studied flysch successions at the Zemianska Dedina locality show sequences similar to the other localities in the Orava territory, there are some differences, mainly in the bed thickness, sandstones/claystones ratio, as well as in the presence of thick slump and slide matrix-supported conglomerate bodies.

The sedimentological and stratigraphical evaluations of the section revealed mostly thin- to medium-rhythmic turbiditic development. The cyclicity of the thickening-upward sequences, relatively high lateral stability of the beds, their smaller thickness, presence of the Bouma's intervals and the assemblage of ichnofossils point to a deposition at the slope toe, within the central to outer part of deep-sea fans, rarely dissected by migrating feeding channels filled with upward-fining graded conglomerates and sandstones. The thick matrix-supported conglomerate bodies represent a result of slump and slides on steep submarine slopes transformed to debris-flows and mud-flows that transported sedimentary loads as far as the distal part of the turbiditic fans.

Key words: Cretaceous, Pieniny Klippen Belt, Nižná Unit, sedimentology, flysch, exotic conglomerates

Introduction

History of the Nižná Unit started in 1967 when Scheibner (1967) distinguished it as a particular subunit of the Kysuca Unit. The Kysuca and Pieniny units originated in the deepest part of a trough which is believed to be a transition to one of the branches of the Jurassic Piemont-Ligurian-Penninic oceanic domain, situated between the Central Western Carpathians and a crustal block called Oravicum (Maheľ, 1983) (synonym = Pieninicum, see e.g. Andrusov, 1968, Fig. 5). Klippes of the Kysuca Unit, together with the shallow-water Czorsztyn Unit and some transitional units, represent recently the substantial part of the narrow tectonic mélange zone which is known as the Pieniny Klippen Belt (separating internides and externides of the Western Carpathian orogene). In the northern Slovakia (Kysuce and Orava regions), the Kysuca Unit even dominates the Pieniny Klippen Belt (Haško and Polák, 1980; Gross et al., 1994). The lithostratigraphic record of the Kysuca Unit is dominated exclusively by the deep-water, pelagic to hemipelagic sediments all through its history since Middle Jurassic until Late Cretaceous.

However, the Nižná Unit contains an exceptional, Urgonian-type development (Nižná Limestone) of the Barremian-Aptian which is an unusual shallow-water element (black shales of the Koňhora Formations are typical for the Kysuca Unit s.s.). The occurrences of these shallow-water limestones can be traced from Dlhá nad Oravou, as far as Tvrdošín in the Orava territory. The Nižná Unit, because of this particularity, was earlier considered as being related to the Manín or Haligovce units which are also typical by their Urgonian-type limestones, i.e. it was placed paleogeographically to the other side of the trough, close to the Central Western Carpathians (see Józsa and Aubrecht, 2008 for overview). One of the supporting theories was also a presumed Albian onset of the exotic flysch sedimentation in this unit (Scheibner, 1967) which is only typical for more internal units (Upohlav Conglomerates of the Klapce Unit, Poruba Formation of the Tatric and Fatric units), whereas in the Kysuca Unit itself, exotics-free turbiditic sedimentation started in Turonian (Snežnica Formation), followed by the exotic conglomerate flysch in Coniacian and Santonian (Sromowce Formation). However, Józsa and Aubrecht (2008) on the basis of their

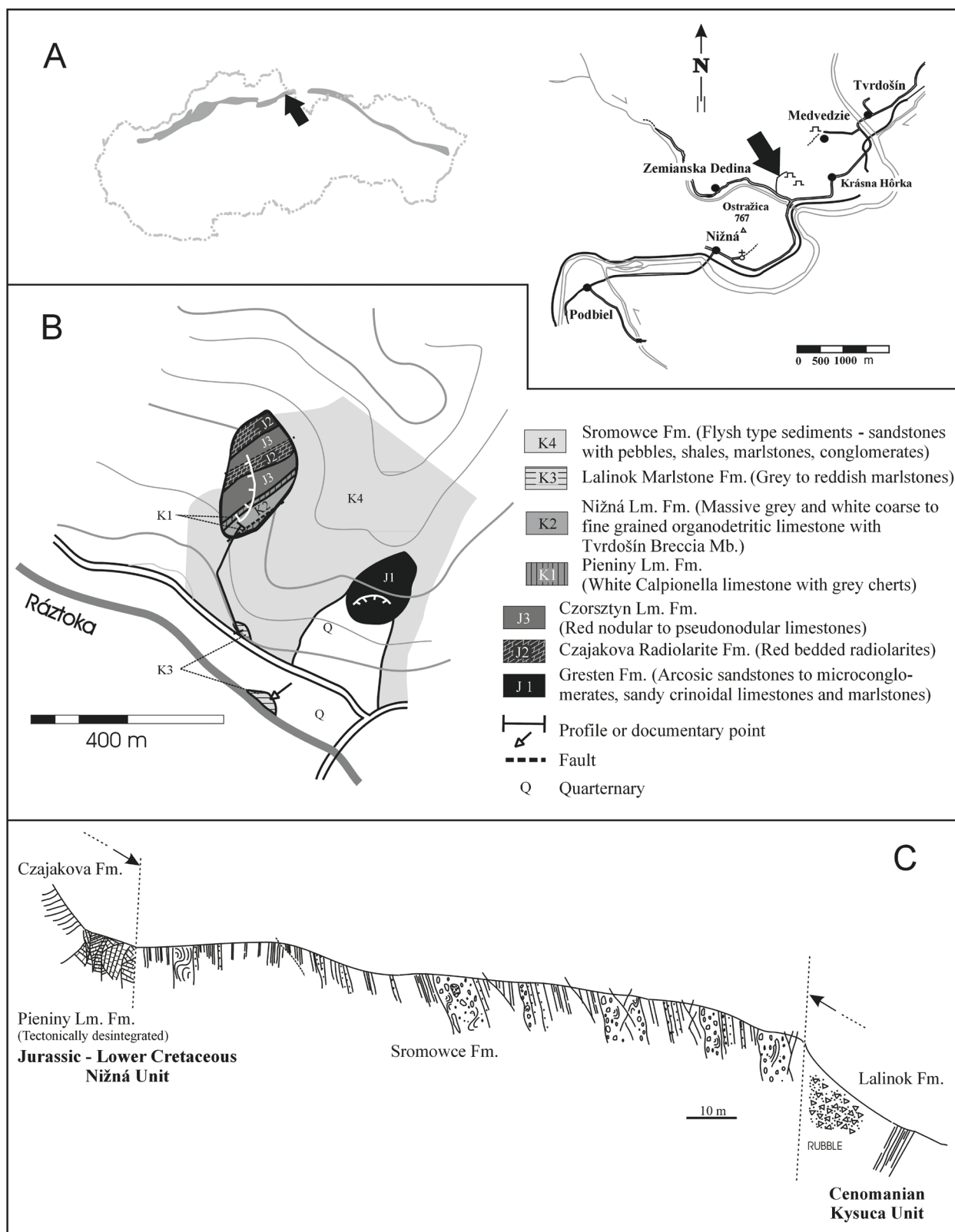


Fig. 1. A – Localization of the studied section. B – Geological map of the studied area with marked line of the section. C – Schematic section running through the studied sequences.

Obr. 1. A – Lokalizácia študovaného sedimentárneho profilu. B – Geologická mapa študovanej oblasti s vyznačenou líniou prebiehajúceho odkryvu. C – Schematický profil študovaných sekvencií.

study of 8 key sections of the Nižná Unit showed that Albian-Cenomanian is still in the pelagic development in the Nižná Unit and the exotic flysch must have started later, just like in the Kysuca Unit. Recently, one of the previously studied sections (Zemianska Dedina of Józsa and Aubrecht, 2008 – known among the local people under the name Červená baňa – GPS coordinates: N 49°19'50.6", E 19°32'24.0") has been perfectly outcropped by a restoration of mining in a local limestone quarry (Fig. 1A). The mining itself and building of an access road to the quarry revealed considerable part of the Nižná Unit in this site which could be studied in detail. The klippe is formed by a continuous succession from the Middle Jurassic radiolarites to the Aptian organodetritic Nižná Limestone (the age was proved by foraminifers *Globigerinelloides ferreolensis* MOULLADE and *Globigerinelloides algerianus* CUSHMAN & TEN DAM; Fig. 1B). Newly excavated parts of the quarry and the parts above the quarry just confirmed the occurrence of the Tvrdošín Breccia Member (Fig. 3A, B) at the base of the Nižná limestone Formation (Józsa and Aubrecht, 2008). Along the access road, exotics-bearing flysch (Sromowce Formation) is perfectly outcropped (Fig. 1C). Unfortunately, the contact between the Nižná Limestone and the flysch is tectonized here and the Albian-Cenomanian pelagites were not preserved. These pelagites are exposed on the opposite, southern part of the section, below the Sromowce Fm. (this contact is undoubtedly tectonic). The pelagites are represented by the black clays with rich microfauna. Besides abundant ostracods and echinoderm plates (mainly ophiuroids), scarce Cenomanian planktonic foraminifers were identified: *Rotalipora* sp., *Praeglobotruncana delrioensis* PLUMMER and *Hedbergella delrioensis* (CARSEY). A small outcrop of the reddish, green and grey marls of the Lalinok Fm. can be found below, in the creek channel. It consists of the Late Cenomanian poorly preserved planktonic foraminiferal assemblage: *Rotalipora cushmani* (MORROW), *Rotalipora* sp., and *Praeglobotruncana gibba* KLAUS.

This paper is dedicated to a detailed sedimentological and stratigraphical analysis of the turbiditic sequence of the Sromowce Formation. It was an unique occasion to study such sequence as most of the flysch outcrops use to weather very rapidly.

Methods

The research involved evaluation of the section, lithological and sedimentological study of the sequences, local bed-by-bed sampling, investigation and description of the fossil contents. The material for micropaleontological study was treated by the standard laboratory methods, including thin sections and the study of washed material from slightly lithified marls. Eight samples were randomly taken from various parts of the section and evaluated by planimetric analysis. We used shape classification of particles *sensu* Powers (1953) and the grain-size scale *sensu* Folk (1980). Paleocurrent analysis included measurement of erosive current marks and the directions were restored by the simple rotation along horizontal axis.

Results

Sedimentary succession of the Sromowce Formation exposed in the studied section represents thin- to medium-rhythmic flysch, similarly as at other localities in the Orava territory (Marschalko, 1986). The succession is formed by the sandy, silty to clayey turbidites (Fig. 2A, C). A typical feature is the presence of the coarse-clastic matrix-supported conglomerates (Fig. 2D; Marschalko, 1986).

Lithology and bed thickness

The studied section, which is 164 m long, is disturbed by several faults (Fig. 2A). The dominant lithological components are sandstones and siltstones which form 48 % of the section. Petrography of all sandstone samples showed that they represent lithic greywackes. Despite of the smaller number of samples it was possible to see some petrographic and morphometric differences between the fine-grained, coarse-grained and very coarse-grained sandstones (the analysed coarse fraction usually formed bases of the graded-bedded sandstone layers). The fine-grained sandstones have higher portion of matrix and the higher percentage of quartz and stable rock fragments (48 % in average) in comparison with the coarse-grained sandstones (16 % in average). The difference is also in the proportion of carbonate rock fragments. Whereas the average content of the carbonates in the fine-grained sandstones is 35 % from the all clastic compounds, their average contents increase to 75 % in the coarse-grained sandstones. Other differences are in sorting and roundness of the clasts. The fine-grained sandstones are formed by the angular, relatively well-sorted grains; very coarse-grained sandstones are poorly sorted, with prevailing suboval to oval clasts.

The claystones are mostly thin, rarely exceeding 10 cm. They are calcareous and often silty. Their colour is greyish-brown, with light patina at the surface. Their ratio in the studied succession is 29.2 %. The conglomerates and mudflows form 22.8 % of the overall lithology of the studied section (Fig. 2E). The pebble analysis showed that the conglomerates involve pebbles of the rocks like granitoids, volcanics, rhyolites, basalts, shallow-water Upper Jurassic limestones which have no affinity to the known rocks of the Pieniny Klippen Belt and the adjacent units of the Central Western Carpathians and can be named as exotic, *sensu* Mišík and Marschalko (1988) or Mišík and Sýkora (1981).

Thickness of the individual beds varies from 1 cm to about 1 m. The average thickness of the sandstone and siltstone beds is 9.2 cm. The average thickness of all beds (including matrix-supported conglomerate layers) is 13.2 cm (Fig. 2E). Thicker beds show relatively high lateral stability. Percentage distribution of the bed thickness measurements show that the most numerous (67.9 %) are thin beds (0 – 5 cm in thickness). From this group, the beds 0 – 2 cm thick represent 40.5 % and the beds 2 – 5 cm represent 27.4 %. The percentage of thicker beds is considerably lower (5 – 10 cm – 11.7 %, 10 – 25 cm – 11.2 %, 25 – 50 cm – 6.2 %, 50 – 100 cm – 1.9 %; Fig. 2E).

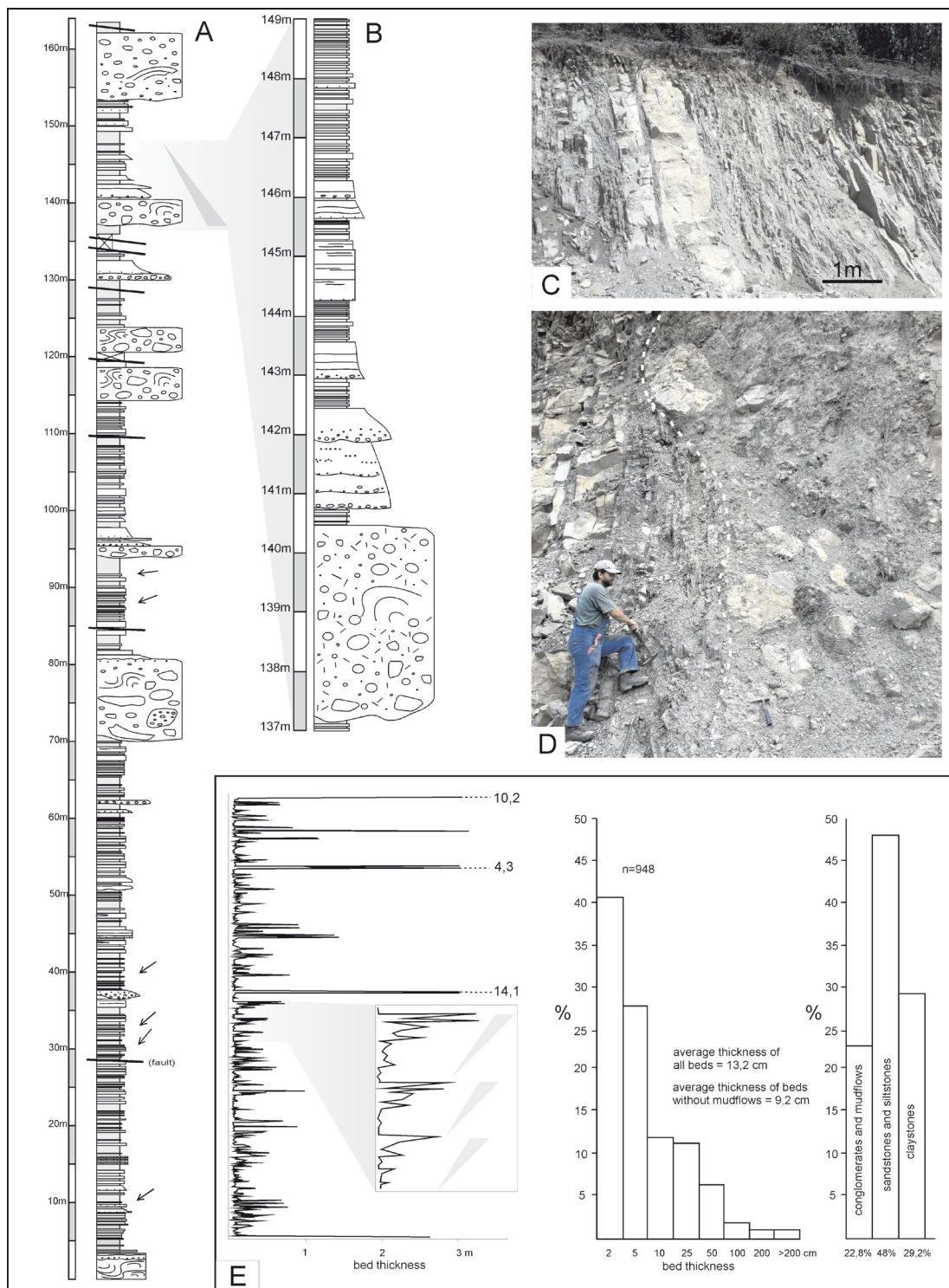


Fig. 2. A – Sedimentary log of the Cretaceous flysch succession at the Zemianska Dedina locality. B – Upward-thinning trends in the bed thickness and upward-fining granulometric trends were recorded in association with conglomerates and coarse-grained sandstones. The flysch succession is formed by the rhythmic sandy, silty to clayey turbidites. D – Boulder matrix-supported conglomerates. E – Charts showing (from left to right) bed thickness distribution; percentage of bed thickness; percentage of sedimentary rocks at the studied section.

Obr. 2. A – Sedimentárny profil kriedových flyšových sekvencií na lokalite Zemianska dedina. B – Trend stenčovania hrúbky vrstiev smerom nahor a postupné zjemňovanie zrnitosti zaznamenané v asociácii so zlepenkami a hrubozrnnými pieskovecami. C – Flyšové sekvencie tvorené rytmickými turbiditmi pieskovcov, prachovcov a ílovcov. D – Balvanovité zlepenky s podpornou stavbou základnej hmoty. E – Grafy zobrazujúce (zľava doprava) distribúciu hrúbky vrstiev; percentuálne zastúpenie hrúbky vrstiev; percentuálne litologické zastúpenie sedimentárnych hornín na študovanom profile.

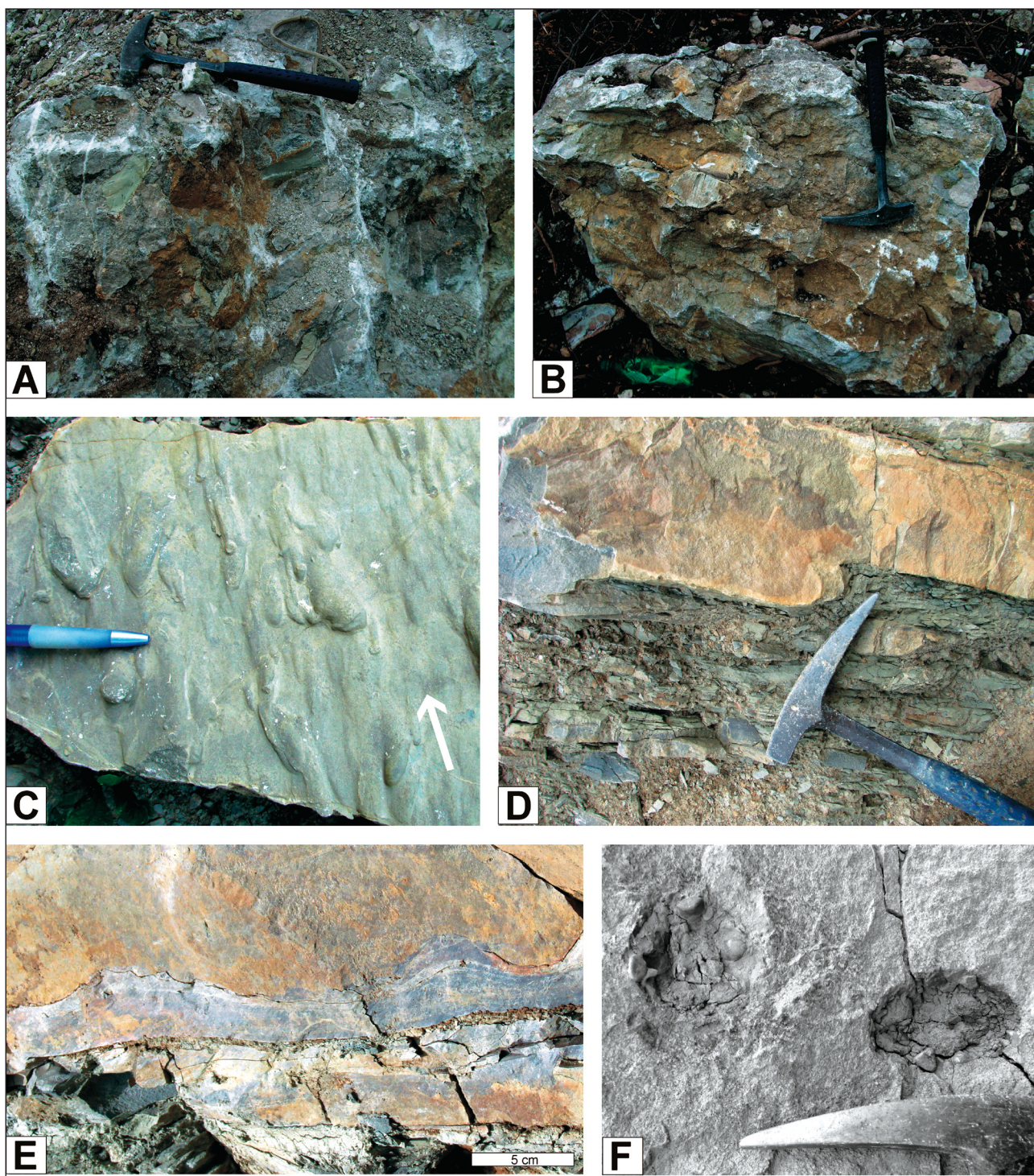


Fig. 3. A, B – Tvrdošin Breccia exposed at the base of the Nižná Limestone Formation. C – Lower bedding plane of a turbidite sandstone with well-developed, small-size erosional flute-casts. The transport direction is marked by the arrow. D – Erosional base of the turbidite sandstone. E – Pressure-modified uneven relief at the boundary between massive sandstone and the underlying thin-rhythmic sequence. F – Armoured mud-balls formed by the rounded claystone clasts, covered with tiny pebbles. They occur in various levels of thick sandstone beds and point to the erosive activity of the flows, as well as to “freezing” of the flow in various stages.

Obr. 3. A, B – Tvrdošínska brekcia odkrytá na báze nižnianských vápencov. C – Spodná plocha turbiditného pieskovca s dobre vyvinutými erozívnymi prúdovými stopami menšej mierky (flutecasts). Smer transportu je vyznačený šípkou. D – Erozívna báza turbiditného pieskovca. E – Tlakom modifikovaný, zvltný reliéf na rozhraní masívneho pieskovca a podložnej tenkorytmickej sekvencie. F – Obrnené závalky tvorené zaoblenými ílovcovými útržkami obalenými drobnými obliakmi vystupujú v rôznych úrovniach hrubých pieskovcových vrstiev a poukazujú na erozívnu činnosť tokov, ako aj „zamrznutie“ toku v rôznych štádiách.

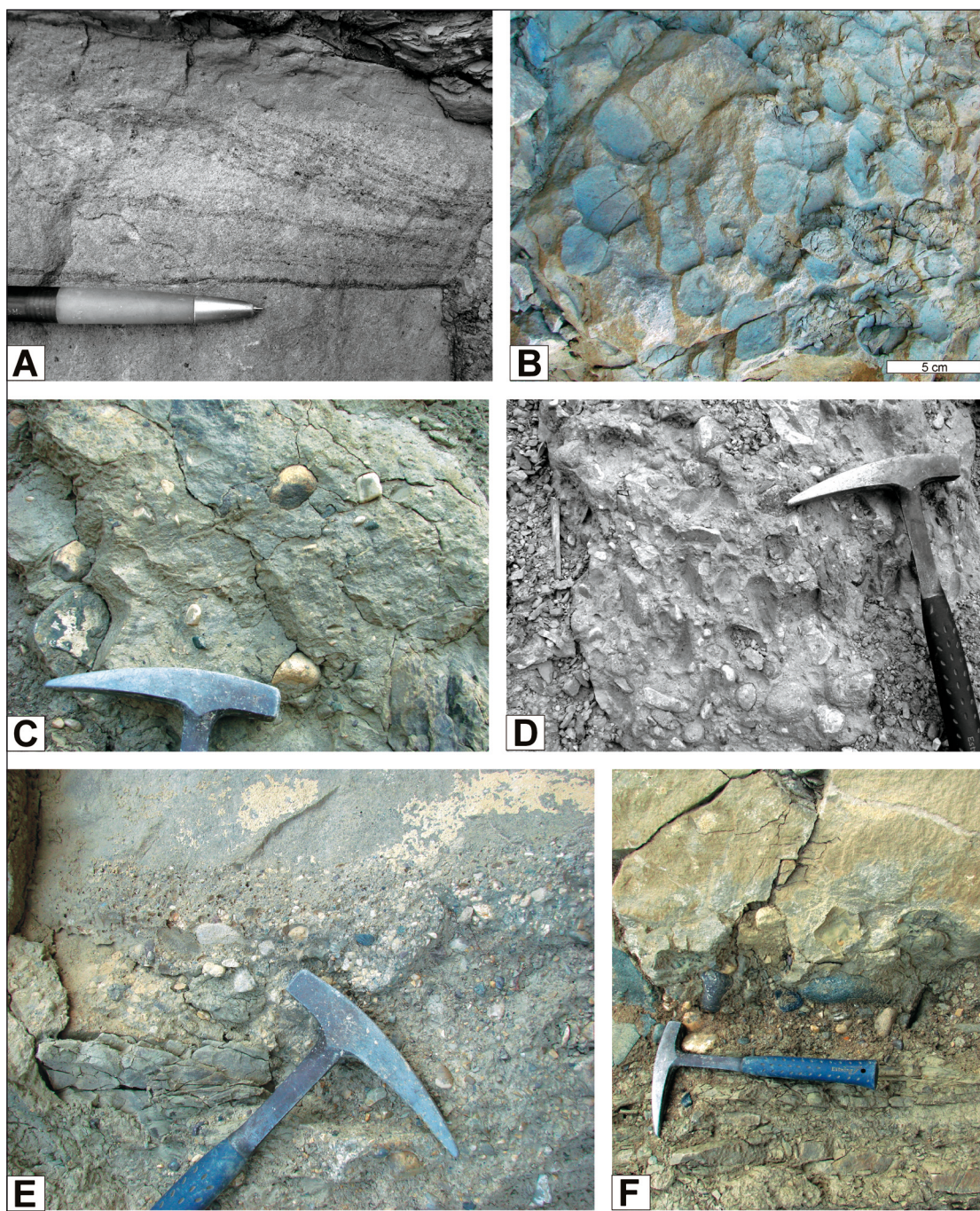


Fig. 4. A – Upper part of the sandstone with parallel lamination and cross-bedding emphasized by coalified plant detritus. B – Lower bedding plane of the sandstone with regular circular to polygonal pressure marks of relatively equal diameter. These marks originated by the uniform pressure onto thin, unlithified clay layer between thick sandstone layers. In some polygonal forms, remnants of claystones are visible. C – Mudflow formed mainly by well-rounded pebbles to boulders supported by clayey-sandy matrix. D – Blocks of lithified conglomerates forming parts of mud-flows. E – Development of the uppermost part of a mud-flow with transition to normally-graded conglomerate to massive sandstone. F – Coarse-grained conglomerate forming base of a massive sandstone. It is underlain by thin-rhythmic sequence developed directly above a slump body.

Obr. 4. A – Vrchná časť pieskovca s paralelnou lamináciou a šikmým zvrstvením zvýrazneným preuholnoteným organodetrítickým materiálom. B – Spodná plocha pieskovca s vývojom pravidelných kruhovitých až polygonálnych tlakových stôp približne rovnakého priemeru. Tieto stopy vznikali rovnomerným roztláčaním tenkej nelitifikovanej polohy ílovca medzi hrubými vrstvami pieskovcov. V niektorých polygonálnych útvaroch je možné ešte pozorovať zvyšky ílovcov. C – Bahnotok tvorený zväčša dobre opracovanými obliakmi až balvanmi s podpornou stavbou ílovito-piesčitej základnej hmoty. D – Bloky spevnených zlepenčov tvoriace súčasť bahnotokov. E – Vývoj najvyššej časti bahnotoku s prechodom do normálne gradovaného zlepenca až masívneho pieskovca. F – Hrubozrnný zlepenec tvoriaci bázu masívneho pieskovca. V podloží vystupuje tenkorytmická sekvencia vyvinutá v tesnom nadloží zosuvného telesa.

The beds thicker than 1 m are represented by less than 1 % and are mostly formed by slides and slump, matrix-supported conglomerate bodies. Thicker sandstone bodies also occur, but these are mostly amalgamated from several beds. It is well documented by the grain-size grading in several levels of these massive sandstones.

Granulometry, internal arrangement of beds and structures

Most of the sandstones are fine- to very fine-grained. Medium- to coarse-grained fraction is mostly present only at the base of layers where it forms thin grade-bedded intervals. Granulometric studies show that the grain size is generally independent from the bed thickness. Only in thin beds (less than 3 cm), some dependence is visible (the grain size increases with the bed thickness), where the granulometry shifts from fine-grained siltstone through coarse-grained siltstone up to very fine-grained sandstone. The thicker beds do not show such dependence and the fine-grained fraction forms entire beds which are tens of cm thick. The lower sides of the beds are mostly plain, with common small-size erosional current marks (Fig. 3C, D). Sandstone structures are relatively faint. In thicker sandstone beds (>10 cm), massive bedding is the most common (S3 interval *sensu* Lowe, 1982). These beds (or their parts) are formed by the interval with uniform size fraction, locally fining upwards, with relatively sharp transition to siltstone and claystone intervals. At the base of homogeneous sandy interval, thin gradation interval is developed locally (Ta – *sensu* Bouma, 1962). It is usually formed by the poorly sorted fine-grained conglomerate to coarse-grained sandstone fraction, or by some dispersed coarser clasts. The lower bedding planes of such beds are slightly modified by the pressure and are uneven (Fig. 3E). Parallel lamination and cross-beddings are represented subordinately in thicker beds but are poorly developed. They form only thin intervals at the top of the beds, near the transitions to siltstones. Thicker beds are characterized mostly by the presence of claystone intraclasts, locally even armoured mud-balls (Fig. 3F) and coalified plant detritus. This type of sediment corresponds to the B1.1 facies (coarse- to medium-grained, poorly ordered sandstones) which was deposited from the dense turbidity currents (Pickering et al., 1986), or C facies *sensu* Mutti & Ricci Lucchi (1975).

The typical Bouma intervals (Ta-e) (*sensu* Bouma, 1962), typical for medium-grained turbidites, or T1-8 (*sensu* Stow and Shanmugam, 1980) as well as E1-3 intervals (*sensu* Piper, 1978), typical for fine-grained turbidites, form mostly thin beds (<10 cm thick). The thinnest fine-grained to very fine-grained sandstone beds usually do not exceed 2 – 3 cm. They are mostly formed by the upper Bouma intervals and are often corrugated to lumpy. The individual intervals are well discernible where they are emphasized by the organogenic admixture (Fig. 4A).

A typical feature of the thin-rhythmic sequences of the silty to sandy fraction is a relatively variable assemblage

of ichnofossils, mainly with the traces after bioturbation (Fig. 5). They form a relief on the lower bedding planes. Some softground traces were identified, such as *Thalassinoides* isp., *Ophiomorpha* isp., *Scolicia* isp., *Paleodictyon* isp., *Lorenzina* isp., *Cosmorhaphis* isp., *Urohelminthoida* isp., *Nereites* isp. and *Megagraption* isp.. The studied ichnofossils occur in relatively well-oxygenated environments and belong to several ecological categories: domichnia, repichnia, pascichnia and agrichnia, or chemichnia. The mentioned ichnofossil assemblage can be ranked to Zoophycos and Nereites ichnofacies which characterize deep-water environments and are often associated with the turbidite successions.

Thin claystone intervals between the massive sandstone beds are often squeezed to irregular, circular to polygonal patterns of relatively equal size (Fig. 4B). This process is a result of lithostatic pressure.

The matrix-supported conglomerate bodies occur mainly in the upper part of the studied section (Fig. 2A). The matrix is characterized by the clayey-siltstone to clayey-sandstone composition, with rounded clasts of the conglomerate rocks (Fig. 4D), armoured mud balls, or pebbles of various rocks (e.g. granitoids, volcanics, basalts and carbonates; Fig. 4C). This coarse material was transported by the high-energy debris flows (or mud flows) which is documented by the presence of large boulders (several tens of centimetres in diameter, Fig. 2D), irregularly dispersed in the matrix. Lower bedding planes of the slump bodies are mostly erosional (Fig. 2B, D), but the erosion rarely reaches cuts deeply into the underlying beds; deeper erosional channels are missing. The upper limits of the matrix-supported conglomerates are mostly plain. They represent graded to massive conglomerates and sandstones (Fig. 4E, F), often composed of several amalgamated beds. Normal and reversed gradation, multiple repetitions of the gradation, horizontal bedding and rounded claystone intraclasts are their typical features. These features point to deposition from the concentrated debris-flows (traction carpets) as well as rapid settling of the suspension.

Paleocurrent analysis was focused mainly on the measurements of the oriented lineations – erosive current marks on lower bedding planes. These are relatively common mainly in the thin- to medium-rhythmic sequences all along the studied section, as visible mostly from the debris. However, the bedding orientation in the section enabled to study the lower bedding planes only in some places. Results of the measurements show that the sedimentary transport was from E/NE to W/SW. These paleocurrent directions are plotted to the schematic section in the Fig. 2A, where the individual arrows mean prevalent values in the certain intervals of the section. However, the small statistical assemblage, uneven distribution of the measurements restricted to short section intervals, as well as no possibility to calculate block rotation correction (which is unavoidable in the strongly tectonized mélange of the Pieniny Klippen Belt) disabled the use of these results for paleogeographic interpretations.

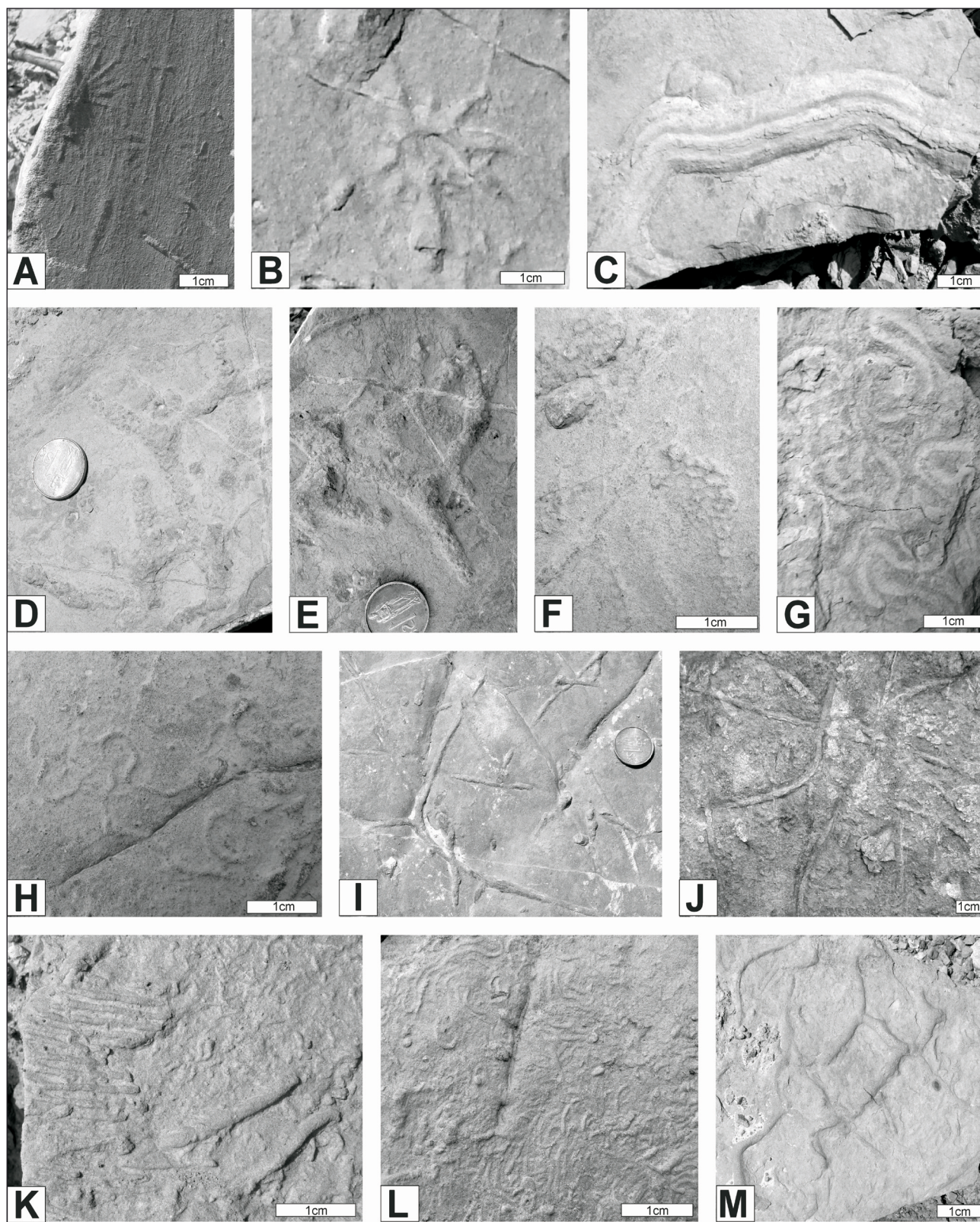


Fig. 5. Ichnofossil assemblage documented at the studied section. For description see Slovak explanation.

Obr. 5. Spoločnosť ichnofosílií dokumentovaných na študovanom sedimentárnom profile. A, B – *Lorenzina* isp., C – *Scolicia* isp., D, E – *Ophiomorpha* isp., F – *Paleodictyon* isp., G – *Nereites irregularis*, H – *Helminthopsis* isp., I – *Thalasinoides* isp., J – *Planolites* isp., K – *Urohelminthoida* isp., L – *Helminthoraphe* isp., M – *Megagraption irregulare*.

Sequence trends

Within the studied flysch sequences the both, upward-thickening and upward-thinning trends of bedding were identified. More distinct thickening-upward trends repeated in approximately 3 to 8 m thick cycles, consisting of approximately 40 to 100 layers. These are mostly characteristic for thin- to medium-rhythmic fine-grained sequences. The cyclicity of the upward-thickening sequences cannot be correlated with the grain-size changes of the sediment. On the other hand, the upward-fining granulometric trends and upward-thinning trends in the bed thickness were recorded mostly in conglomerates and the coarse-grained sandstones, which gradually pass higher to the thin- and fine-grained forms (Fig. 2B).

Discussion

According to Marschalko (1986), the Cretaceous flysch succession of the Pieniny Klippen Belt in the Orava territory belongs to the Orava section of the Pieniny Unit. Its facies evolution is similar to the Kysuca Unit; forming its more inner, SE part of the sedimentary area. The Cretaceous flysch of the Kysuca Succession is divided to the lower, sandstone flysch (Snežnica Beds) and the upper, conglomerate flysch (Sromowce Formation). The described sedimentary succession at the Zemianska Dedina is dominated by the sandstones which should be an equivalent of the sandstone dominated flysch (10 : 1 to 5 : 1) documented by Marschalko (1986), but the presence of the exotic conglomerate beds shows that these represent Sromowce Formation. Similar development is mentioned by Marschalko (1986) from the central Orava territory (e.g. localities Sedliacka Dubová, Horná Lehota, Pribiš). However, there are some differences between the Zemianska Dedina locality and the above mentioned localities, mainly in the bed thickness, sandstones/claystones ratio, as well as in the presence of thick slump and slide matrix-supported conglomerate bodies.

The studied flysch successions at the Zemianska Dedina locality are mostly thin- to medium-rhythmic, with the presence of regularly arranged thicker (up to 1 m) sandstone lithosomes (only 1.9 % of all beds). The average sandstone thickness is 9.2 cm, with the most numerous thinner beds up to 5 cm (67.9 % of all beds); the sandstone/claystone ratio is about 2 : 1. The beds are characteristic by the diverse structures either of biogenic (ichnofossil) or mechanical origin on their lower plains. This is more characteristic for the Snežnica Beds (Scheibner and Scheibnerová, 1958) but the rare presence of small-scale erosional channels with conglomerates is atypical for them. Similarly atypical is volumetrically important presence (up to 22.8 % of the entire volume of the studied succession) of thick slump and slide bodies (mud-flows). The presence of several m thick matrix-supported conglomerate beds attributes the succession to the higher, conglomerate flysch (Sromowce Formation). This formation is, however, different at the typical localities of Krivá and Široká, where the massive, boulder conglomerates filled deep erosional channels

and valleys (after Marschalko, 1986). These localities are also characteristic by slump, conglomerate and sandstone bodies forming tens of metres thick sequences whereas the thin-rhythmical sequences are represented subordinately.

The cyclicity of the thickening-upward sequences, relatively high lateral stability of the beds, their smaller thickness and the presence of the Bouma's intervals may point to a turbiditic deposition at the slope toe, within the central to outer part of deep-sea fans, rarely dissected by migrating feeding channels filled with upward-fining graded conglomerates and sandstones. The thick matrix-supported conglomerate bodies formed by disorganized mixture of boulders, pebbles, mud-balls and mud probably represent a result of the slump and slides. These originated on the steep submarine slopes and were transformed to debris-flows and mud-flows. Bases of such layers of coarse-clastic sediments are mostly erosional, but do not show any signs of deposition in the deep channels or canyons which indicates that the large-energy debris-flows with the high transportation abilities could preferentially transport sedimentary loads (mostly also by channels) through the toe of the slope as far as the distal part of the turbiditic fans.

Conclusions

1. A new outcrop of the Sromowce Formation (Upper Cretaceous flysch with exotic conglomerates, Pieniny Klippen Belt) was studied near Zemianska Dedina in the Orava region (northern Slovakia). The formation is dominated by the sandstones (mostly lithic greywackes) and siltstones (48 %), with lesser proportion of claystones (29.2 %), conglomerates and mudflows (22.8 %).

2. Within the studied flysch sequences both, upward-thickening and upward-thinning trends of bedding were identified. The upward-fining granulometric trends correspond well with the upward-thinning trends in the bed thickness, but the cyclicity of the upward-thickening sequences cannot be correlated with the grain-size changes of the sediment.

3. The cyclicity of the sequences, relatively high lateral stability of the beds, their smaller thickness, diverse structures either of biogenic (ichnofossil) or mechanical origin on their lower plains and the presence of the intervals characteristic by the fine- to medium grained turbidites point to a deposition at the slope toe, within the central to outer part of the deep-sea fans, rarely dissected by migrating feeding channels filled with conglomerates and coarse grained sandstones.

4. The thick matrix-supported conglomerate bodies represent a result of slump and slides. These originated on the steep submarine slopes and were transformed to debris-flows and mud-flows that reached more distal parts of the turbiditic fans.

Acknowledgements. The paper is a contribution of the projects APVV-51-011305, VEGA 0140, APVV 0465-06 and APVV 0571-06. The authors are thankful to Dr. V. Šimo (SAS) for his assistance at determination of the ichnofossils and also Dr. M. Pottaj (ŠGÚDŠ) for his constructive comments.

References

- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied*, 1 – 188.
- ANDRUSOV, D. & SAMUEL, O. (eds.), 1985: Stratigraphic dictionary of the Western Carpathians 2, L – Z. *Bratislava, GÚDŠ*, 1 – 359 (In Slovak).
- BOUMA, A. M., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. *Amsterdam, Elsevier*, 1 – 168.
- FOLK, R. L., 1980: Petrology of sedimentary rocks. *Austin, Hemphill Publ. Co.*, 1 – 182.
- GROSS, P. (ed.), 1994: Geological map of southern and eastern part of Orava, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- HAŠKO, J. & POLÁK, M. (eds.), 1980: Geological map of the Kysucké vrchy Mts. and Krivánska Malá Fatra Mts., 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- JÓZSA, Š. & AUBRECHT, R., 2008: Barremian-Aptian erosion of the Kysuca – Pieniny trough margin: New view on the Nižná Unit of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 59, 2, 103 – 116.
- LOWE, D. R., 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 52, 279 – 297.
- MAHEL, M., 1983: Proposal for tectonic nomenclature of the principal tectonic elements of the Western Carpathians. *Mineralia Slov. (Bratislava)*, 6, 559 – 565 (In Slovak with English summary).
- MARSCHALKO, R., 1986: Evolution and geotectonic consequence of the Cretaceous flysch of the Pieniny Klippen Belt. *Bratislava, Veda*, 1 – 137 (In Slovak with Russian and English summaries).
- MIŠÍK, M. & MARSCHALKO, R., 1988: Exotic conglomerates in flysch sequences: Examples from the West Carpathians. In: Rakús, M., Dercourt, J. & Nairn, A. E. M. (eds.): *Evolution of the Northern Margin of Tethys*, I. *Mém. Soc. géol. France, Nouvelle Sér. (Paris)*, 154, 95 – 113.
- MIŠÍK, M. & SÝKORA, M., 1981: Pieniny exotic ridge reconstructed from pebbles of carbonate rocks of Cretaceous conglomerates of the Pieniny Klippen Belt and Manín Unit. *Západ. Karpaty, Sér. geol. (Bratislava)*, 7, 7 – 111 (In German).
- MUTTI, E. & RICCHI LUCCHI, F., 1975: Turbidite facies and facies associations, In: Nelson, C. H. & Nilsen, T. H. (eds.): *Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. SEPM short course no. 14*, 1984.
- PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R., 1986: Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Sci. Rev. (Amsterdam)*, 23, 75 – 174.
- PIPER, D. J. W., 1978: Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In: Stanley, D. J. & Kelling, G. (eds.): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson and Ross*, 163 – 176.
- POWERS, M. C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 23, 117 – 119.
- SCHEIBNER, E., 1967: Nižná subunit- new stratigraphical sequence of the Klippen Belt (West Carpathians). *Geol. Sbor. (Bratislava)*, 18, 1, 133 – 140.
- SCHEIBNER, E. & SCHEIBNEROVÁ, V., 1958: Kysuca and Snežnica Beds: New Cretaceous members of the Pieniny series in the Kysuca development. *Geol. Sbor. (Bratislava)*, 9, 2, 178 – 181 (In Slovak).
- STOW, D. A. V. & SHANMUGAM, G., 1980: Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch. *Sedimentary Geol. (Amsterdam)*, 25, 23 – 42.

Rukopis doručený 5. 10. 2009

Revidovaná verzia doručená 10. 11. 2009

Rukopis akceptovaný red. radou 7. 9. 2010

Sedimentárna analýza kriedového flyšu na lokalite Zemianska Dedina (nižniarska jednotka, bradlové pásmo, severné Slovensko)

Obnovenie ťažby v kameňolome pri Zemianskej Dedine na Orave odhalilo bradlo nižniarskej jednotky v stratigrafickom rozsahu od strednej jury po vrchnú kriedu. Zvlášť pozoruhodná je flyšová sekvencia vrchnej kriedy. Jej opisu sa venuje tento článok. Skúmaná kriedová flyšová sukcesia bradlového pásma na Orave sa podobá vývoju v kysuckej jednotke, kde bol vyčlenený spodný, pieskovcový flyš (snežnické vrstvy) a vrchný, zlepenkový flyš (sromovské vrstvy) (Andrusov a Samuel, 1985). Hoci sú flyšové sukcesie na študovanej lokalite podobné iným lokalitám na Orave, existujú niektoré odlišnosti, ako napr. hrúbka vrstiev, pomer pieskovcov a ílovcov či prítomnosť sklzových a zosuvných telies parakonglomerátov.

Sedimentologické štúdie na tejto lokalite preukázali prítomnosť prevažne drobnozrnných, tenko- až stredno-

rytmických flyšových sekvencií tvorených v dominantnej miere pieskovecami (litické droby) a prachovcami. Cyklické, smerom nahor hrubnúce sekvencie, pomerne dobrá laterálna stálosť vrstiev, ich menšia hrúbka, prítomnosť Boumových intervalov, sedimentárne textúry a spoločnosť ichnofosílií poukazujú na sedimentáciu na úpätí svahu v prostredí strednej až vonkajšej časti turbiditového depozičného vejára. Toto prostredie brázdia migrujúce distribučné kanály s gradačne zvrstvenými zlepenkami a pieskovecami, ktoré sa smerom nahor stenčujú a zrnitosťne zjemňujú. Hrubé polohy parakonglomerátov sú výsledkom sklzov a zosuvov na strmých podmorských svahoch. Tie sa transformovali do úlomkotokov a bahnotokov, ktoré boli ojedinele schopné transportovať hruboklastický materiál až do distálnejších častí turbiditného vejára.

First record of *Traumatocrinus* stem in the Triassic basinal deposits of the Western Carpathians, Slovakia

PETER LEDVÁK

Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, SK-840 05 Bratislava;
geolledv@savba.sk

Abstract

Traumatocrinus stem fragments are reported from two localities in the Slovak part of the Western Carpathians in Triassic (Upper Ladinian and Lower Carnian) basinal deposits of the Hronicum Unit. The stem of *Traumatocrinus* consists of columnals with articular facets typically composed of V-shaped crenulae arranged in rows which extend from the center to the rim of each columnal. If weathered, the space between columnals may be revealed which leaves the stem of lattice like appearance. Both the V-shaped ribs and the lattice like structure are highly characteristic for the *Traumatocrinus* stem. All samples reported from the Upper Ladinian Reifling Limestone and Lower Carnian black shales of the Svarín Formation are here tentatively placed to *Traumatocrinus* sp. Finally, *Traumatocrinus* life style is also discussed.

Key words: *Traumatocrinus*, stem morphology, Upper Ladinian/Lower Carnian, Triassic, Western Carpathians

Introduction

In the last few years several papers have dealt with spectacular findings of entirely whole colonies of *Traumatocrinus* still attached to fossilized driftwood from the Lower Carnian black shales of Southwest China (Hagdorn et al., 2005; Hagdorn et al., 2007; Wang et al., 2006; Wang et al., 2008). Such favorable preservation has allowed to study articulated *Traumatocrinus* specimens and to reconstruct their life style. Unfortunately, many localities in Europe including Salzkammergut in Northern Calcareous Alps (Austria) from which this crinoid was described for the first time by Dittmar (1866), contain only isolated ossicles and stem fragments. This is also the case of Ladinian–Carnian facies in the Western Carpathians which yielded several stem fragments with a different state of preservation.

Triassic crinoids from the Western Carpathians are generally poorly known and have been often mentioned without any descriptions or illustrations. Most of the data concerning with the Middle and Upper Triassic crinoids are from the Polish Tatra Mountains (Goetel, 1917; Lefeld, 1958; Kotański, 1959, 1963). Recently, these data were largely supplemented by Niedźwiedzki and Salamon (2006) who provided a detailed description of the crinoid fauna coming from three tectonic units (Tatricum, Fatricum and Hronicum), recognized in the Polish Tatra Mountains. They have also focused on stratigraphical significance of the Middle Triassic crinoids and applied the Triassic crinoid zonation, originally established by Hagdorn and Gluchowski (1993) in

the Muschelkalk, in the Tatra Mountains. Another detailed data on Triassic crinoids from the Western Carpathians was given by Kristan-Tollmann and Spindlingwimmer (1975) who described two Anisian species *Encrinurus liliiformis* and *Dadocrinus gracilis* from the Hainburg Hills in the northeast Austria. Data concerning *Traumatocrinus* in the Western Carpathians are restricted to single fragment from a proximal stem found in the Polish Tatra Mountains in the Lower Ladinian black shales (Gluchowski, 2002).

Studied area and material

The material for this study comes from two localities: Svarín and Zámotie–Štefánka, both situated in the Nízke Tatry Mountains (Fig. 1A). The former one lies at the northern slope of the mountains and is characteristic by outcropping sequence of Middle Triassic Reifling Limestone covered by Lower Carnian black shales of the Svarín Formation. The black shales formerly assigned to the Aon- or Trachyceras Beds (Kollárová-Andrusovová and Bystrický, 1974; Bystrický, 1982) yielded two stem fragments from the most basal part of the corresponding section at Svarín. Besides the poor crinoid fauna the black shales also contain abundant ammonites and thin shelled bivalves. The latter locality represents an abandoned quarry situated at the southern slope of the mountains. Its well exposed Middle Triassic sequence consists of pelagic carbonates (for detailed description see Kochanová and Michalík, 1986), predominantly of grey Reifling Limestone deposited in the intraplatform basin (Michalík, 1993; Michalík, 1994).

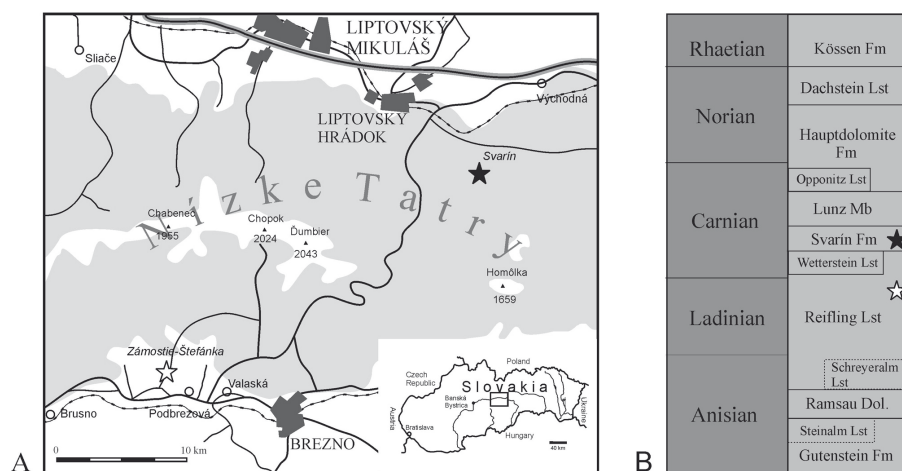


Fig. 1. Geographical map showing position of two examined localities marked by stars (A) and stratigraphical distribution of investigated material within Middle-Upper Triassic sequence of the Hronicum Unit (modified after Lexa et al., 2000) (B). Black stars represent Svarín; white stars represent Zámotie-Štefánka.

In Zámotie-Štefánka large *Traumatocrinus* stem fragments were obtained from a single Reifling Limestone bed all arranged on its lower bedding plane. Corresponding bed contains Upper Ladinian (Longobardian) microfauna (Jendrejáková et al., 1981; Masaryk et al., 1993). Both, the Reifling Limestone and the black shales of the Svarín Fm. are characteristic mainly for the Biely Váh Succession of the Hronicum Unit (Fig. 1B).

All specimens were found by Dr. Sándor Kovács and Dr. Jozef Michalík during field work in the Nízke Tatry Mountains in the 1980s. They are currently housed in the Slovak National Museum under SNM Z 35 285–35 289.

Morphological characters and preservation

One of the most significant characters of *Traumatocrinus* is the unique morphology of its stem columnals which have articular facets characteristic only for this crinoid (Klikushin, 1983; Kristan-Tollmann, 1991). They are composed of V-shaped crenulae extending from the central lumen to the rim of each column (Fig. 2A). Crenulae are arranged in rows which bifurcate distally and are separated from neighboring rows by distinct furrows (the so-called fossulae). Each furrow is connected to a channel opening at its most proximal part. Corresponding arrangement is beautifully preserved on the columnals from Svarín (2B, C). They are relatively large up to 15 mm in diameter, having facets with numerous and closely spaced rows of ribs. Moreover columnals are also very thin and have convex and smooth latera. These characters suggest the

position of columnals more distally in the stem of a large adult individual (Kristan-Tollmann, 1991). However, the development of the rows and their dense arrangement obscure the most of the fossulae openings. On the other hand, these morphological features are well visible on the stem fragments from Zámotie-Štefánka all arranged on the lower surface of a limestone block (Fig. 3). Columnals here are significantly smaller with diameter from 3 to 15 mm. They are affected by weathering which makes the channel openings more visible (Fig. 4A). Considering the high degree of weathering the most stem fragments from Zámotie-Štefánka are highly corroded leaving the suture lines between columnals almost invisible. A recrystallization of columnals is also noticeable. Nevertheless few small fragments were only slightly affected by weathering, leaving their lateral surface of lattice-like appearance (Fig. 4B; see also Klikushin, 1983). It results from the weathering of the external wall which reveals the furrows (fossulae) in the facets. This is also a characteristic feature of *Traumatocrinus* stem, but seen only by small or by weathered specimens.

Discussion and conclusion

Morphology and systematic

As previously noted the development of columnal facets in *Traumatocrinus* stem is highly characteristic and thus provide easy determination even from a single columnal. However, these features alone can not provide

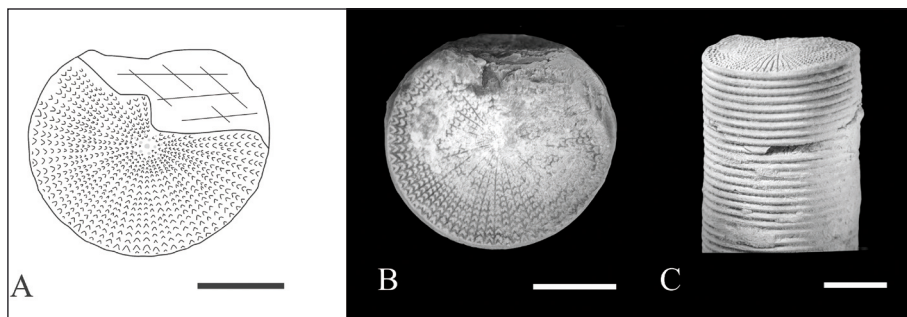


Fig. 2. Stem fragment of *Traumatocrinus* sp. from black shales of Svarín Fm. (SNM Z – 35 285). (A) camera lucida drawing of columnal facet, (B) facet view, (C) pluricolumnal lateral view. Scale bars equal 5 mm.



Fig. 3. Block of Reifling Limestone with numerous stem fragments of *Traumatocrinus* sp. (SNM Z – 35 287), Late Ladinian; Zámotie–Štefánka (Slovakia).

classification into species level. In the past, many authors established new species by erroneous interpretation of isolated ossicles from different parts of *Traumatocrinus* skeleton (Bather, 1929) or considered small ossicles of juvenile individuals as separate taxa (Dittmar, 1866). Only Mu (1949) was dealing with whole specimens of *Traumatocrinus* coming from Southwest China and established several new species including *Traumatocrinus hsui*. His work was unnoticed by western paleontologists for many years until Kristan-Tollmann (1991), who provided a revision of the most known species from Europe and Asia and considered *Traumatocrinus caudex* to be the only valid. While no detailed comparisons between Chinese and European material was made so far, it is still unclear whether they represent one or more species. Until more comprehensive analyses will be made, Wang et al. (2006) proposed to use *Traumatocrinus* sp. for Chinese specimens.

Present material from the Western Carpathians morphologically well correspond with *Traumatocrinus* columnals coming from all over the world. However, while no cup and arm elements have been found in association with the stem fragments, the taxonomical status of *Traumatocrinus* must be left in the open nomenclature: *Traumatocrinus* sp.

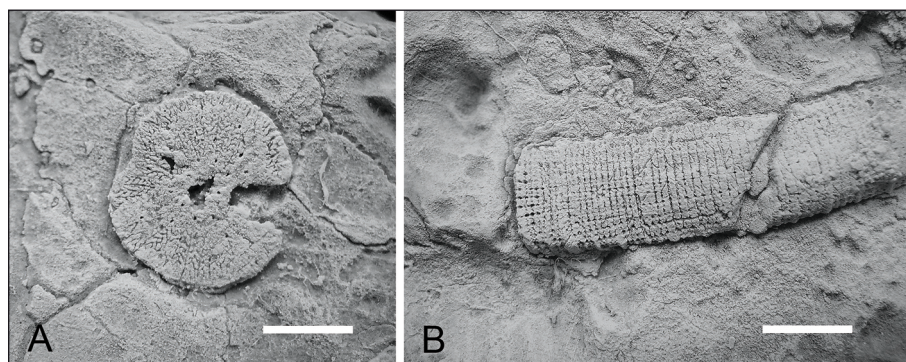
Except the first mention of a single columnal of *Traumatocrinus* cf. *caudex* from the Polish Tatra Mountains

by Gluchowski (2002) it is the only known occurrence in the Western Carpathians.

Lifestyle and distribution

According to the present knowledge, *Traumatocrinus* lived attached to a drifting log hanging downwards under the sea level (Hagdorn et al., 2006; Wang et al., 2006). This pseudoplanktonic lifestyle allowed *Traumatocrinus* to spread over the entire Paleo-Tethys and to prosper during the Late Ladinian and Early Carnian. However, the earliest finds of *Traumatocrinus* are already known from the Early Ladinian (Gluchowski, 2002). As *Traumatocrinus* was largely dependent on driftwood, it is surprising that this type of lifestyle appeared during the Ladinian, a period with global arid climate. Probably the answer to that question we can find in Italy, in dolomites of the Wengen Formation, which contain rich assemblage of Ladinian flora (Wachtler and van Konijnenburg-van Cittert, 2000). Unlike other formations in Europe and Asia with Ladinian flora primarily composed of ferns and horsetails, the flora of the Wengen Fm. is composed predominantly of conifers and pteridosperms. Lignified tissue of conifers and pteridosperms is more durable in comparison with unlignified fern and horsetail stems. If swept from the land to the sea, such trees could have been suitable substratum for attachment of pseudoplanktonic organisms. Although

Fig. 4. *Traumatocrinus* sp. from Reifling Limestone, Late Ladinian; Zámotie–Štefánka (Slovakia). (A) Articular facet of small columnal (SNM Z – 35 288). (B) Lateral view of proximal stem fragment (SNM Z – 35 289). Scale bars equal 2 mm.



the Ladinian is considered to be a global arid period, the land flora was probably well adapted to such conditions and widespread at least in areas with more suitable conditions (Wachtler and van Konijnenburg-van Cittert, 2000).

In the fossil record *Traumatocrinus* typically occurs in the basinal sediments like the Hallstatt Limestone in Austria (Dittmar, 1866) and Turkey (Kristan-Tollmann and Tollmann, 1983) or black shales in the Southwest China mentioned above. Similar occurrence is also provided here from two localities in Slovakia. Even stem columnals of *Traumatocrinus* are reported from many localities in Europe and Asia (Hagdorn et al., 2007), they belong to rather rare elements of the fossil record.

Acknowledgement. I would like to express my thanks to Jozef Michalík who kindly provided me material for study and for his valuable comments and improving the text. I am also grateful to Edward Głuchowski for providing literature and to Hans Hagdorn and Mariusz Salamon for critical reviewing of the manuscript.

This research was financially supported by the Slovak Research and Development Agency (APVV-0248-07) and the Slovakian VEGA Agency (VEGA 0196).

References

- BATHER, F. A., 1929: Triassic Echinoderms of Timor. In: Wanner, C. (ed.): *Paläontologie von Timor*, 16, 215 – 251.
- BYSTRICKÝ, J., 1982: The Middle and Upper Triassic of the Stratenská hornatina and its relation to the Triassic of the Slovak Karst Silica nappe (The West Carpathians Mts., Slovakia). *Geol. Carpath.*, 33, 4, 437 – 462.
- DITTMAR, A. v., 1866: Zur Fauna der Hallstätter Kalke. *Geognostisch-Paläontologische Beiträge*, 1, 319 – 398.
- GLUCHOWSKI, E., 2002: First finding of *Traumatocrinus* in the Triassic of the Polish Tatra Mountains. In: Čmiel, S. (ed.): *Proceedings of 22nd Field School of Silesian University Geologists, Komisja Nauk Geologicznych Oddziału PAN w Katowicach, Sosnowiec, 2002*, 38 – 39 (In Polish).
- GOETEL, W., 1917: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtriatrischen Zone in der Tatra. *Extrait du Bulletin de L'Académie des Sciences de Cracovie, série A: 1* – 222.
- HAGDORN, H. & GLUCHOWSKI, E., 1993: Palaeobiogeography and Stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (Hrsg.), *Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991* (= *Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg* 2), 165 – 176.
- HAGDORN, H., WANG, X. & WANG, C., 2005: Taphonomie und Erhaltung pseudoplanktonischer Seelilien aus der Trias Süd-Chinas. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B, Beihefte* 19, 169 – 186.
- HAGDORN, H., WANG, X. & WANG, Ch., 2007: Palaeoecology of the pseudoplanktonic Triassic crinoid *Traumatocrinus* from southwest China. *Palaeoclimatology, Palaeobiogeography, Palaeoecology*, 247, 189 – 196.
- JENDREJÁKOVÁ, O., MICHALÍK, J. & PAPŠOVÁ, J., 1981: Príspevok ku stratigrafii strednotriasových karbonátov hronika (chočský príkrov Horehronia, Západné Karpaty). *Zem. Plyn Nafta*, 26, 4, 611 – 624.
- KLIKUSHIN, V. G., 1983: The Triassic crinoids of northern Afghanistan. *Palaeontologicheskyy Zhurnal*, 4, 81 – 90 (In Russian).
- KOCHANOVÁ, M. & MICHALÍK, J., 1986: Stratigraphy and macrofauna of the Zámotie Limestones (Upper Pelsonian–Lower Illyrian) of the Choč nappe at the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). *Geol. Carpath.*, 37, 501 – 531.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. & BYSTRICKÝ, J., 1974: Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission*, 2, 125 – 136.
- KOTAŃSKI, Z., 1959: Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of High-Tatric Triassic in the Tatra Mts. *Acta Geol. Polon.*, 9, 2, 113 – 146.
- KOTAŃSKI, Z., 1963: Stratigraphie et lithologie du Trias subtriatric de la Région de Zakopane. *Acta Geol. Polon.*, 13, 2, 238 – 317 (In Polish).
- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1991: Echinoderms from the Middle Triassic Sina Formation (Aghdarband Group) in NE Iran. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien*, 38, 175 – 194.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & SPENDINGWIMMER, R., 1975: Crinoiden im Anis (Mitteltrias) der Tatriden der Hainburger Berge (Niederösterreich). *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 68, 59 – 77.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A., 1983: Überregionale Züge der Tethys in Schichtenfolge und Fauna am Beispiel der Trias zwischen Europa und Fernost, speziell China. In: Zapfe, H. (ed.): *Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. Wien (Springer)*, 177 – 230.
- LEFELD, P., 1958: *Dadocrinus grundeyi* LANGENHAN (Crinoidea) from the High-Tatric Middle Triassic in the Tatra Mts (Poland). *Acta Geol. Polon.*, 3, 59 – 74 (In Polish).
- LEXA, J., BEZÁK, V., ELEČKO, M., KONEČNÝ, V., LESS, G., MANDL, G. W., MELLO, J., PÁLENSKÝ, P., PELIKÁN, P., POLÁK, M., POTFAJ, M., RADÓCZ, G., RYLKO, W., SCHNABEL, G. W., STRÁNIK, Z., VASS, D., VOZÁR, J. & ZELENKA, T., 2000: Geological map of Western Carpathians and adjacent areas (1 : 500 000). *Correlation tables of lithostratigraphic units. Bratislava, ŠGÚDŠ*.
- MASARYK, P., LINTNEROVÁ, O. & MICHALÍK, J., 1993: Sedimentology, lithofacies and diagenesis of the Reifling intraplateau basins in the Central Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 44, 4, 233 – 249.
- MICHALÍK, J., 1993: Mesozoic tensional basins in the Alpine-Carpathian shelf. *Acta geol. hung.*, 36, 4, 395 – 403.
- MICHALÍK, J., 1994: Notes on the Paleogeography and Paleotectonics of the Western Carpathian Area during the Mesozoic. *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 86, 101 – 110.
- MU, A. T., 1949: On discovery of the crown of *Traumatocrinus*. *Bull. Geol. Soc. China*, 29, 85 – 92.
- NIEDZWIEDZKI, R. & SALAMON, M. A., 2006: Triassic crinoids from the Tatra Mountains and their stratigraphic significance (Poland). *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 57, 2, 69 – 77.
- WANG, X., HAGDORN, H. & WANG, Ch., 2006: Pseudoplanktonic lifestyle of the Triassic crinoid *Traumatocrinus* from Southwest China. *Lethaia*, 39, 187 – 193.
- WANG, X., BACHMANN, G. H., HAGDORN, H., SANDER, P. M., CUNY, G., CHEN, X., WANG, Ch., CHEN, L., CHENG, L., MENG, F. & XU, G., 2008: The Late Triassic black shales of the Guanling area, Guizhou province, South-West China: A unique marine reptile and pelagic crinoid fossil Lagerstätte. *Palaeontology*, 51, 1, 27 – 61.
- WACHTLER, M. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J. H. A., 2000: The fossil flora of the Wengen Formation (Ladinian) in the Dolomites (Italy). *Beiträge zur Paläontologie*, 25, 105 – 141.

Rukopis doručený 11. 1. 2010

Revidovaná verzia doručená 19. 1. 2010

Rukopis akceptovaný red. radou 7. 9. 2010

Landslide susceptibility assessment in Slovakia

MARTIN BEDNARIK and PAVEL LIŠČÁK

Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava;
mbednarik@fns.uniba.sk, liscak@fns.uniba.sk

Abstract

The paper deals with a bivariate statistical landslide susceptibility assessment for the territory of Slovakia. The input data provided the Atlas of the slope stability maps of the Slovak Republic at a scale 1 : 50 000 and the digital map of Quaternary Genetical Types of Slovakia at a scale 1 : 500 000. Altogether 21 190 slope deformations covering the area of 2 575.912 km² registered in the Landslide Atlas pose either damage or the threat for 5.25 % of the area of the Slovak Republic, which equals to 49 036.30 km². The geological input created 19 Categories of both Quaternary cover and Pre-Quaternary bedrock retrieved through reclassifying of former 31 genetic types. Besides the parametric map which contains an information on the geological setting of Slovakia, the further input parametric maps in the process of bivariate statistical analysis are DEM (Digital Elevation Model) derivatives – slope angle and the slope aspect. The DEM was retrieved from the topography of Slovakia at a scale 1 : 10 000 with grid cell size 20 x 20 m. The output of this study is the prognostic map of landslides. The prognosis relates to spatial distribution only, the time-dependence of the susceptibility is not analysed due to the lack of relevant information of this kind.

Key words: slope failures, landslide susceptibility assessment, Quaternary cover, DEM, morphometric parameters, GIS, Slovakia

Introduction

Expected climate change is considered to be one of the most serious threats to sustainable development with the adverse impacts on the environment, human health, food supply safety, natural resources and the infrastructure. Occurrence of the extreme climate phenomena, droughts, floods, landslides, extremely high and low temperatures will be probably more frequent due to the global changes of the climate.

The landslide susceptibility assessment supported by statistical methods is based on assumption that mass movements will occur in analogical conditions as those ruling in the past or recently. The statistical approach is therefore based on a comparison of the set of conditions (factors) which stand for environment with spatial distribution of registered mass movements. Therefore, for the assessment it is necessary to select relevant parameters with the high level of credibility.

The geological setting of Slovakia is suitable for evolution of the slope failures. This has been confirmed by the great amount of slope deformations which were identified in two major inventory projects of the Slovak engineering geology.

The momentum for systematic research of the slope deformations in the former Czechoslovakia gave a cata-

strophic landslide in the town of Handlová, which in 1960/1961 destroyed 150 housing units, water pipeline, state road and electric line. The sliding volumes equalled to 20 mil. m³ (Záruba and Mencl, 1969).

The case of the Handlová landslide and several others has shown that stabilization of the active slope deformations is far more expensive than preventive measures. Another important finding represents the fact that the slope movements are recurrent in the areas of old landslides, mainly.

In the light of the above stated the next logical step in the research into the slope deformations was their inventory; this effort has contributed to a development of prominent school of Czechoslovak engineering geologists dealing with landslides around Nemčok a. o. (for instance, Nemčok, 1982). The inventory project lasted over 30 years and the results of this stage were summed up in the paper by Modlitba and Klukanová (1996), estimating an amount of about 15 000 identified slope deformations throughout Slovakia.

The next important project of the "Atlas of slope stability maps of the Slovak Republic at 1 : 50 000 scale" (Landslide Atlas) covered a period from 1997 till 2006. It was based upon the previous inventory; nevertheless the number of the identified landslides increased significantly to 21 190 and the added value is also an estimation of the territory

susceptibility to slope deformation (Kopecký et al., 2008). We have to note that the main susceptibility criteria were geology and the slope angle, but only in the sense of quality, without any quantification.

A new approach in the regional Slovak landslide school was brought by the studies of the slope stability, susceptibility and hazard/risk assessment of Pauditš and Bednarik (2002a, b), Bednarik et al. (2005), Pauditš (2005), Pauditš et al. (2005), Pauditš and Bednarik (2006), Bednarik (2007), Liščák, Bednarik and Feranec (2009) at the level of the landslide hazard and risk assessment. The methodology for the above studies was provided in numerous contributions by various authors. The first paper dealing with a statistical approach was published more 25 years ago by Carrara (1983, 1988), and later, the author modified his original methodology to the GIS environment (1990, 1991). The term “apparatus” for statistical evaluation of landslide hazards is well defined in both papers mentioned above, and also in Brabb (1985). A quantitative statistical approach in the world literature has been widely used since the early 1990s. Most interesting is Van Westen’s (1993) work dealing in details with univariate (bivariate) and multivariate statistical analysis as well as the landslide susceptibility analysis, the information value method and weight of evidence modelling. The landslide hazard assessment reached a high theoretical and practical level in the last decade (Irigaray and Chacón, 1996; Aleotti and Chowdhury, 1999; Dai et al., 2001; Dai et al., 2002; Donati and Turrini, 2002; Clerici, 2002; Clerici et al., 2006; Süzen and Doyuran, 2004; Castellanos and Van Westen, 2007; etc.).

The bivariate statistical analysis is based on the comparison between a landslide inventory map as a dependent variable and all the separate input parametric maps (lithology/landslides, slope angle/landslides, etc.). This approach allows calculation of weights for each input variable. Here-in, the weighting process is based on the methodology proposed by Vlačko et al. (1980). The weight value for each separate parameter is expressed as an entropy index.

The final prognostic landslide susceptibility map was created by a simple summation of the weighted multiplications of secondary reclassified parametric maps. The result of this summation is a continuous interval of values and it represents various levels of landslide susceptibility, generally divided into three or five conventional categories.

Input parametric maps

The landslide susceptibility assessment methodology solutions in a GIS environment are based upon suitable selection of those factors, which play a dominant role in the slope stability state. The evaluated input factors reflect geological conditions, climatic and hydrologic conditions, morphometric characteristics of the relief. The landslide susceptibility assessment statistical processing is outgoing from an axiom of actualism, so there is valid that the landslides in the future will occur under the same

conditions like in the past. Selected factors are processed as parametric maps in the raster form with 20 x 20 m cell size for the morphometric characteristics and the landslide inventory map and in this form they enter in the statistical processing, underpinned by the map algebra in a GIS environment.

Lithology

To date, more than 90 % of Slovakian territory is covered by the basic geological maps at the scale of 1 : 50 000. However, for a better visualization of geological characteristics, these maps suppress the Quaternary cover (as a rule, complexes more than 5 m thick are depicted). Naturally, for the slope failure evolution, the Quaternary cover is of utmost importance, therefore we have used the brand-new map of the Quaternary cover (Maglay et al., 2009).

Quaternary genetical deposit types

Besides many common features with the older geological periods, the Quaternary witnessed some specifics, like global cyclic climatic changes in stages – the alternation of cooler and warmer periods (glacials and interglacials). The older part of the Quaternary with the glacials supremacy is termed as the Pleistocene and the younger one as the Holocene.

The dominant feature of the Quaternary was the continental and mountain glaciation of extensive areas of the Earth’s surface, which directly and indirectly influenced the deposition of the sedimentary rocks. The areas out of glaciation, so-called the periglacial ones, to which also the Slovak territory had belonged, manifest a specific climate and development of the Quaternary deposits. The dominant among sediments are the terrestrial ones, covering about two thirds of the territory. They are represented by the glacial and mainly fluvioglacial high mountains sediments, which fill up river valleys bottoms, depressions and Quaternary basins. The aeolian wind-blown deposits deposited in lowlands and uplands, the colluvial deposits developed on slopes. Other typical Quaternary sediments are travertines and calcareous tufas along springs, and peats. In the Quaternary the volcanic activity on the Slovak territory terminated, with lava basalt effusions and surges of gaseous explosions (maars) in the Southern Slovakia and in the Štiavnické vrchy Mts.

The Quaternary deposits evolved sometimes under very different geological conditions, depending on various exogenous and endogenous factors. This is why they are so variable. Their spatial distribution on the Slovak territory is illustrated on the Map of the Quaternary cover (Maglay et al., 2009), which distinguished 31 Quaternary and Pre-Quaternary genetic types in the geological setting of Slovakia. We reclassified them into 19 categories in order to simplify the statistical analysis of this input parameter (Fig. 1, Tab. 1).

Category 1: **The glacial sediments** are very important because of the role, which the repeated glaciation

played in our region. In the territory of Slovakia only the manifestations of the mountain glaciers occur. This glaciation was genetically connected with the higher parts of the Slovak high mountains, with suitable climate conditions. The moraines are accumulations of chaotically deposited unsorted material of stony-blocky rough fragments, both fresh and weathered rock material, with local sandy admixture. Such moraines developed below the frontal parts of glaciers. The glacial sediments cover 102.4 km² (0.21 %) of the territory of Slovakia.

Category 2: Below the glaciers of the High and Low Tatras Mts. the waters from glaciers' thawing deposited **glaciofluvial sediments**. The flat outwash cones of this type (sandurs) are common in the Liptovská, Popradská and Oravská kotlina depressions, together with terraces and valleys bottom fills. The sediments are semi-rounded sandy gravels with boulders to blocks. Typical are the layers of placer sands, which originated from the weathered granites. The glaciofluvial sediments gradually transit into the river terraces and valleys' bottom fills. The glaciofluvial sediments cover 405.12 km² (0.83 %) of the territory of Slovakia.

Category 3: **The river (fluvial) sediments** occur in mountain valleys, at the depressions and uplands valleys as well as in lowlands around Slovakia. They are represented by bottom accumulations including their alluvial cover or in the form of river terraces flanking the valleys. They were deposited by streams from tiny brooks to large rivers. The material was deposited either within the riverbed (alluvium) or within flood throughout the flood basin. Fluvial sediments are at places covered by aeolian sands; and rather frequently organogenic, fluvioorganic to palustrine sediments occur within them, mainly in the form of oxbow fills. Because these sediments are typical for the flats with minor occurrence of landslides, we joined them with the fluvial sediments in our reclassification – all-in-all they cover 8 415.95 km² (17.16 %) of the territory of Slovakia.

Category 4: **The river terrace deposits** are made of coarse and extensive accumulations of sandy gravels with small portion of sandy, silty and clayey lenses. The extensive terraces have been preserved along the depression sections of the rivers Váh, Turiec, Hron, Ipel', Rimava, Hornád, Poprad, Torysa, in the valleys of Orava and Kysuca and in the upland parts of lowlands along the rivers Váh, Nitra, Žitava and Hron. The terrace sediments cover 974.16 km² (1.99 %) of the territory of Slovakia.

Category 5: **The outwash sediments (proluvium)** are linked genetically with the solifluction slope deposits and slope debris. At the formation of proluvial sediments the relief, resistance of rocks against weathering, weathered volumes, territory tectonic regimen, climate, vegetation cover and other factors are important.

The most frequent are the small, but steep proluvial cones, spread around all Slovak mountains. We can see them at the mouth of gorges and the tributary dry valleys. They represent a product of the violent flushes of water, bearing solifluction deluvia. The material of such cones is rather chaotic, poorly graded and rough.

Not so numerous but frequently extensive and flat proluvial cones occur at foothills, at the rim of intra-mountains depressions and valleys of the main Slovak streams as well as in the transitional zones between mountains and uplands. The flat proluvial cones frequently conjoin into extensive zones, flanking mountains like, for instance, Malé Karpaty, Malá Fatra, Slanské vrchy and Vihorlat Mts. The sediments of proluvial cones come from various sources. The alternation is common also among clayey, sandy and stony fractions. At the periphery or in the distance from the mountains the proluvial cones transit into sandy-gravelly terraces and river bottom accumulations (alluvions). Frequently they are covered by aeolian sands or loess and loess-like loams. The proluvial sediments cover 1 664.86 km² (3.40 %) of the territory of Slovakia.

Category 6: **The aeolian sands** differ from the loess not only due to coarser grains, but also due to different deposition mode and smaller extent. Dunes are the characteristic feature of aeolian sands accumulation.

In the Slovak territory, the aeolian sands are common close to the river terraces and river flood plains, sometimes they form islands upon them. The largest extent they reach on the Záhorská nížina Lowland (Bor), in the south-eastern part of the Podunajská nížina and Východoslovenská nížina lowlands. The aeolian sands cover 640.59 km² (1.31 %) of the territory of Slovakia.

Category 7: **The loess** represents the wind-blown, partially cemented soil. The prevailed grain fraction is made of particles 0.01 – 0.05 mm in size, with tiny clayey and fine-sandy admixture. The greatest extent the loess reaches in the uplands of the Slovak lowlands: Chvojnická, Trnavská, Nitrianska, Žitavská, Hronská, Ipel'ská and Východoslovenská pahorkatina uplands. Towards the intramountainous depressions, the loess transits into the loessy loams.

The loess is massive, without bedding, porous and calcareous. It has a coarse-columnar vertical jointing and preserved steep and vertical walls. At places with the greater time-span of loess accumulation, a complex loess formation developed with deluvial cover and buried (fossil) soils. The loess and loess-like sediments cover 4 558.73 km² (9.3 %) of the territory of Slovakia.

Category 8: **The eluvial and eluvial-deluvial wastes (eluvium, weathered rocks)** form the weathered mantle at their original position above their mother rocks (solid, partially lithified or even loose rocks). Rare occurrences of eluvium are limited to smaller ridges parts of mountains, intermountain ridges, plateaux and plains. The lithological content of the Quaternary eluvium depends upon the mother rocks, from which they evolved. Their grain composition consists of clasts of various sizes (fractions) from the coarsest ones to the finest clayey loams. The eluvia provide the material for colluvial sediments (deluvium). The eluvial sediments cover 175.24 km² (0.36 %) of the territory of Slovakia.

Category 9: **The slope deposits – colluvial and slope debris (deluvium)**, according their volume, area extent and occurrence, are the most frequent genetic type of the Quaternary terrestrial deposits. They occur almost

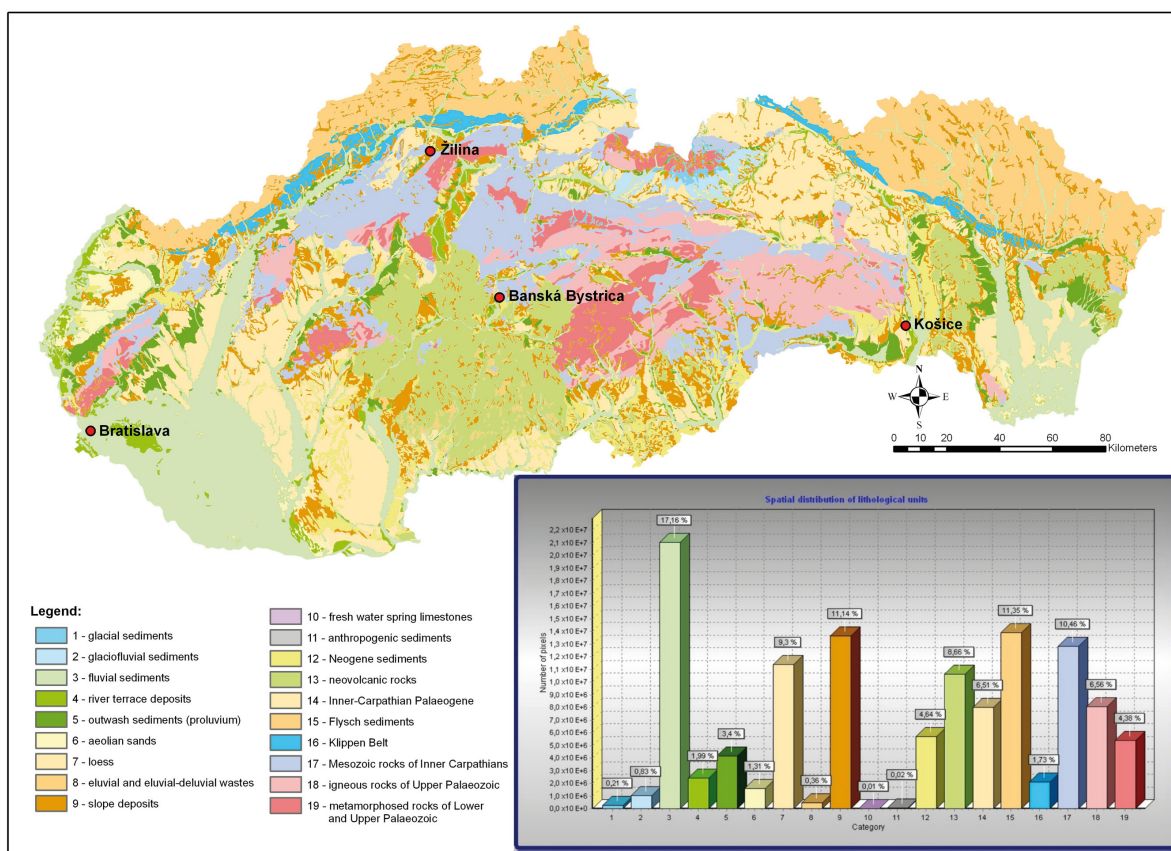


Fig. 1. Quaternary and Pre-Quaternary genetic types – reclassified parametric map.

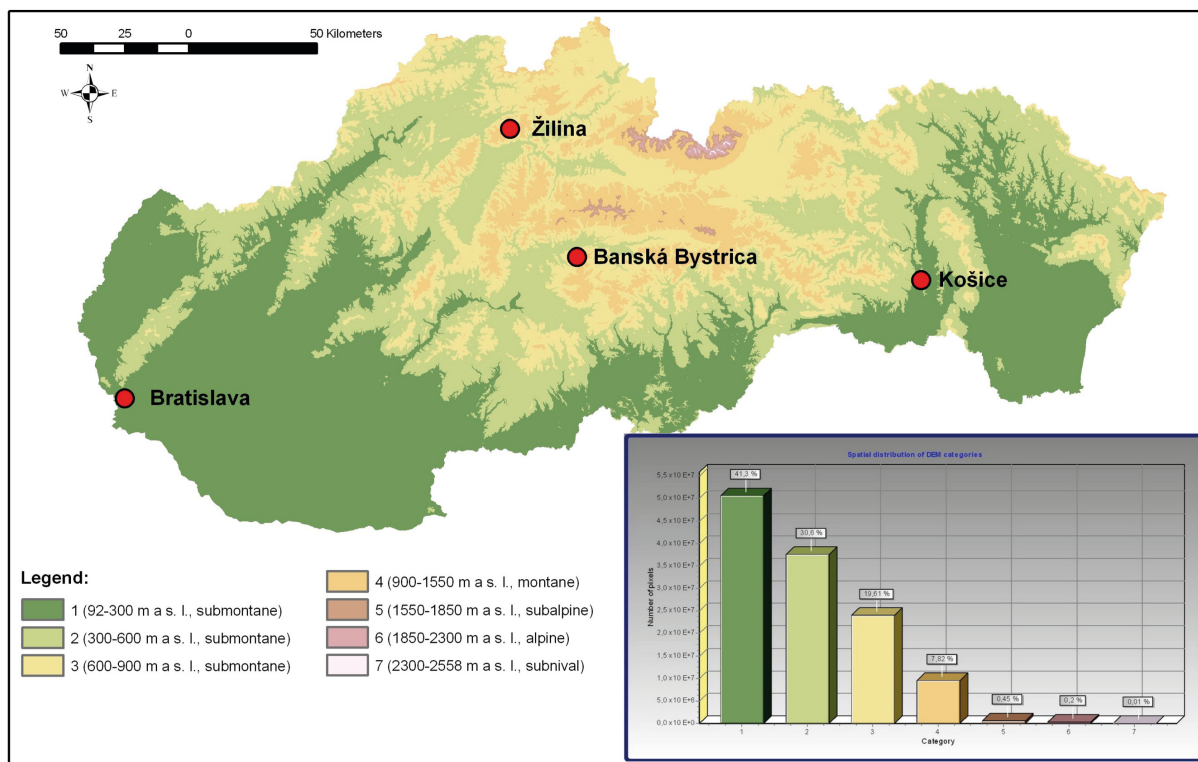


Fig. 2. DEM – reclassified parametric map.

atop of any type of the Pre-Quaternary basement, besides the sites of solid rocks exposures. They occur mainly on foothills, where they reach their greatest thicknesses.

The most frequent among the slope deposits are the loamy-stony, loamy-sandy to loamy soils. The other colluvial sediments of monomict composition, like colluvials from sandstones, differ from the above; they are exclusively made of pure sands with clayey admixture. The stony slope deposits, composed of the rock fragments with blocky fraction prevail, forming coherent felsenmeers. They are frequently a product of the rockfall, fragments falling or mechanical frost weathering and subsequent creeping of blocky jointed rocks. The purely gravitation slope deposits, mainly slope debris cones below cliffs, are derived from the mode of jointing of mother rocks and they can be stony to stony sandy ones. The slope deposits cover 5 460.24 km² (11.14 %) of the territory of Slovakia.

Category 10: **The fresh water spring limestones** represent the sediments, which precipitate from the water solutions at chemical processes with the assistance of organisms, like algae and higher plants. The springs with warmer waters coming from the greater depths form distinct valley and slope mounds and terraces, valley cascades

and benches. They consist of sandstone and structural foam sinters, but the compact platy solid travertines are dominating. Typically, they are situated atop of the softer bedrock (Neogene, Paleogene); this structure results in their breaking up and creep of separated blocks downslope. The travertines cover 7.2 km² (0.01 %) of the territory of Slovakia.

Category 11: **The anthropogenic sediments** – although there have been registered over 9,000 waste disposals in Slovakia, the map depicts only seven largest polygons of anthropogenic sediments – spoil heaps and tailings left behind from the industrial boom in Slovakia. They cover 10.93 km² (0.02 %) of the territory of Slovakia.

Pre-Quaternary bedrocks covered by the incoherent Quaternary cover

Category 12: In the region of the Western Carpathians **the Neogene sediments** filling up depression structures were deposited under the marine-continental conditions which often alternated (in geological record of time). The result of the sinking of sedimentary depocentres, of the uplift of surrounding mountain ranges and coeval volcanic activity, which supplied a heterogeneous material, are often huge (up to 8 000 m thick) accumulations of sediments. In the filling of the basins and depressions mainly clastic sediments predominate – gravels/conglomerates, sands/sandstones, silts/siltstones, clays/claystones – accompanied by the seams of coal and lignite, evaporites and carbonates (organogenic and/or freshwater limestone). The Neogene sediments cover 2 274.26 km² (4.64 %) of the territory of Slovakia.

Category 13: **The neovolcanic rocks** in Slovakia originated in the Neogene, some of them even in the Quaternary. The magmatic material originating from partial melting of metasomatically affected mantle with the following diapiric upwelling in the conditions of the back-arc extension provided the sources for andesite volcanic activity of the areal type in the territory of Central Slovakia (Bezák et al., 2008). The andesite volcanism was preceded by acid rhyodacite – rhyolite volcanism of the areal type. The alkaline basalt volcanism active during the Pannonian, Pliocene and Pleistocene periods represents the final stage of the volcanic activity on the territory of Slovakia.

The neovolcanites underwent massive degradation but they have been preserved in the Central and Eastern Slovakia in several mountain ranges. Typically, these volcanic sequences are situated atop softer sediments of Neogene and Paleogene age which gives a predisposition for their gravitative disintegration. The neovolcanic complexes cover 4 245.66 km² (8.66 %) of the territory of Slovakia.

Category 14: **The sediments of the Inner-Carpathian Paleogene** – are formed by several Flysch complexes in the lower part consisting of transgressive breccia, conglomerates, carbonate and polymict sandstones to siltstones, and in the upper part of organodetrital an organogenic limestones, occasionally of marlstones. Upwards the sequence contains occasional claystones

Tab. 1
Reclassified Quaternary and Pre-Quaternary genetic types

Cat.	Description	Area (km ²)	Area (%)
1	Glacial sediments	102.44	0.21
2	Glaciofluvial sediments	405.12	0.83
3	River (fluvial) sediments	8 415.95	17.16
4	River terrace deposits	974.16	1.99
5	Outwash sediments (proluvium)	1 664.86	3.40
6	Aeolian sands	640.59	1.31
7	Loess	4 558.73	9.30
8	Eluvial and eluvial-deluvial wastes	175.24	0.36
9	Colluvial and slope debris	5 460.24	11.14
10	Fresh water spring limestones	7.20	0.01
11	Anthropogenic deposits	10.93	0.02
12	Neogene sediments	2 274.26	4.64
13	Neovolcanic rocks	4 245.66	8.66
14	Inner-Carpathian Paleogene	3 193.45	6.51
15	Flysch sediments	5 564.61	11.35
16	Klippen Belt	849.15	1.73
17	Mesozoic rocks of the Inner Carpathians	5 127.43	10.46
18	Igneous rocks of Upper Paleozoic	3 217.72	6.56
19	Metamorphosed rocks of Paleozoic	2 148.57	4.38

Tab. 2
Spatial distribution of reclassified Digital Elevation Model

Cat.	Interval (m a. s. l.)	Level	Area (km ²)	Area (%)
1	92 – 300		20 248.00	41.3
2	300 – 600	submontane	15 001.43	30.6
3	600 – 900		9 615.28	19.61
4	900 – 1 550	montane	3 832.88	7.82
5	1 550 – 1 850	subalpine	219.85	0.45
6	1 850 – 2 300	alpine	99.79	0.2
7	2 300 – 2 558	subnival	5.17	0.01

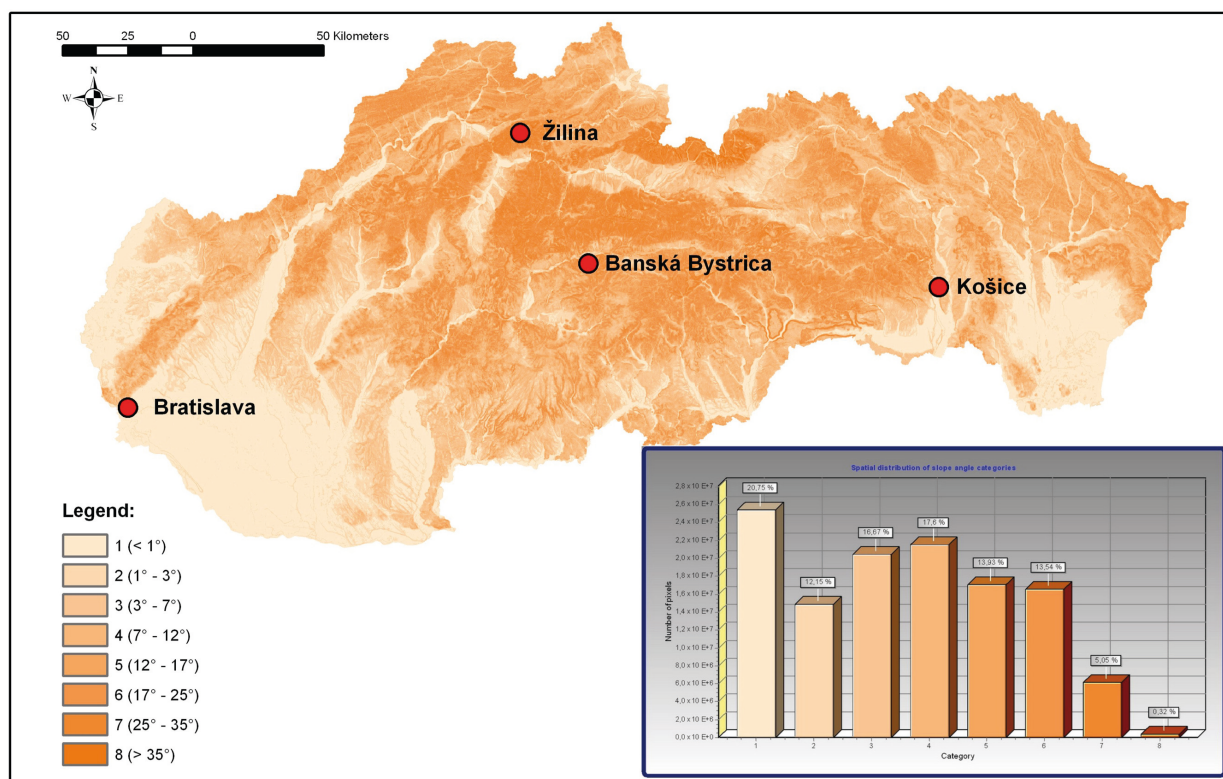


Fig. 3. Slope angle – reclassified parametric map.

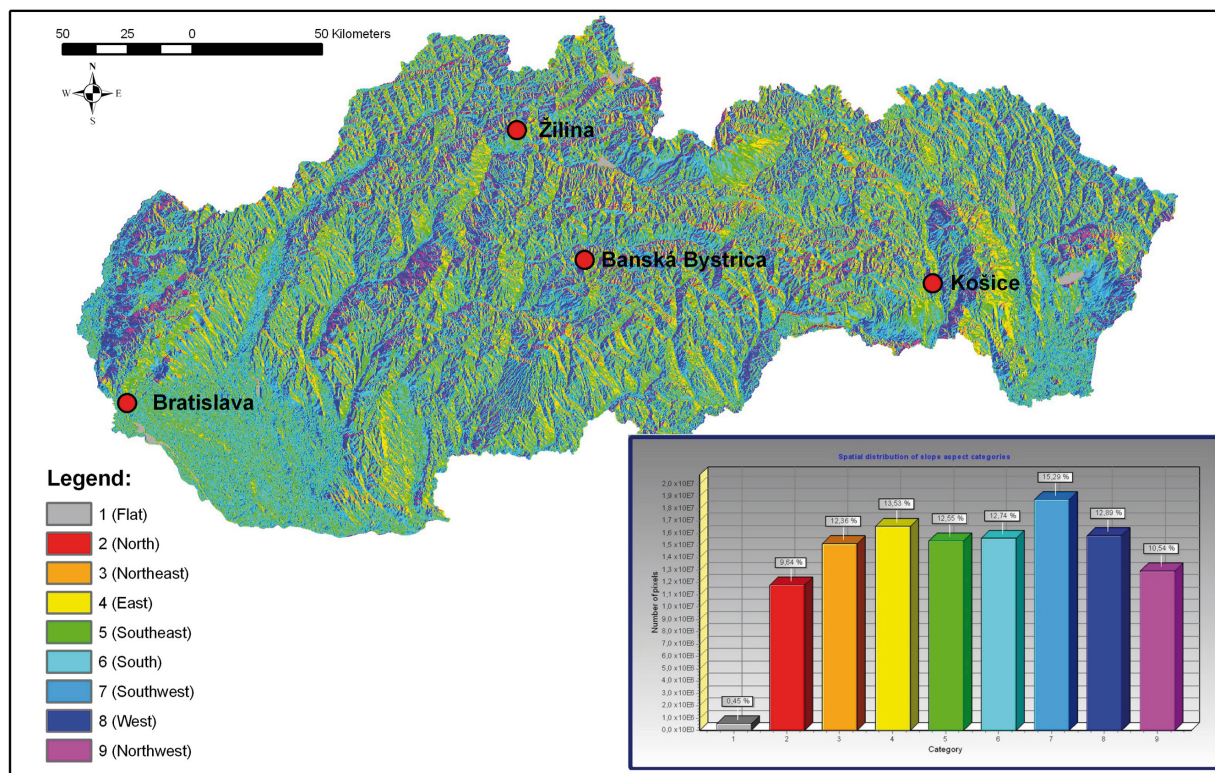


Fig. 4. Slope aspect – reclassified parametric map.

of the menilite type, the main mass being variably composed of calcareous, partly of non-calcareous claystones with sporadic sandstone banks, fine-grained conglomerates and Paleocarbonates. The uppermost part consists of typical flysch sequences characterized by repeated, more or less regular alternation of sandstones and claystones, scarce conglomerates and Paleocarbonates. Typically, the strata are sloping towards depression centre, which creates a precondition for the planar slope failures evolution. The Inner Carpathian Paleogene sediments cover 3 193.45 km² (6.51 %) of the territory of Slovakia.

Category 15: The Flysch sediments of the Outer Western Carpathians were folded and overthrust over each other and over the European platform in the form of nappes. The disintegration of the Flysch complexes was completed by the Neogene fault tectonics. The lithological character is rather monotonous with dominating rhythmical claystone-sandstone. Flysch complexes covering 5 564.61 km² (11.35 %) of the territory of Slovakia. About 50 % of registered slope failures are known from the flysch region.

Category 16: From the Inner Carpathians the Outer Carpathians are separated by a narrow tectonic belt, which manifests the most remarkable signs of an oblique shift and in which there are squeezed out the units within the contact zone between both blocks. Thanks to the tectonic segmentation, this zone has been designated as **Klippen Belt**. Due to disharmonic folding a disturbance of the continuity of rigid limestone-sandstone strata of variegated marlstone formation occurred as well as their forcing into more plastic marlstone Cretaceous complexes in the form

of "tectonic megabreccias" which in the present relief rise morphologically actively as conspicuous klippen. The Klippen Belt complexes cover 849.15 km² (1.73 %) of the territory of Slovakia.

Category 17: The Mesozoic rocks of the Inner Carpathians represent the essential tectonic units, which build up the Central and Inner Western Carpathians. From the north to the south they are cropping out in the Klippen Belt, the Tatricum, Veporicum, Hronicum, Silicicum, Meliaticum and Turnaicum units.

The Triassic period started with sedimentation of detrital deposits (quartzites, sandstones, siltstones and shales). In the course of the Middle and Upper Triassic the shallow-marine environment carbonates were dominantly deposited (limestones and dolomites). In the southern zones, which were positioned in the continental shelf and bathyal parts of the sedimentary space, the deposition of turbidites and nodular cherty limestones took place. Within the southernmost zones the gradual rifting (extension) occurred, even at oceanic conditions, which resulted in formation of the ophiolite suite, radiolarites and other bathyal sediments.

The Jurassic sedimentation is represented by prevailingly bathyal deposits like mottled marlstones, cherty limestones and radiolarites.

In the Cretaceous period the deposition took place under variable conditions, which were affected by significant tectonic processes. They led to the formation of nappes, which have become a typical feature of the Carpathians Mts. The Mesozoic complexes cover 5 127.43 km² (10.46 %) of the territory of Slovakia.

Categories 18 and 19: During the oldest tectonic phase the crystalline basement of the Inner Carpathian block was formed. This crystalline basement is composed of Lower and Upper Paleozoic **metamorphosed rocks** (gneisses, mica schists, amphibolites – Category 19) and **igneous rocks** of Upper Paleozoic (different types of granitoids – Category 18). They were formed during the Paleozoic within the deep crust environment in quite a distant space from to date occurrence. They were a component of the massive Hercynian mountains of Europe, which arose from the collision of two continents of Gondwana and Laurasia, and microplates between them as well. In the course of these orogenic processes, deep in the crust the sediments underwent metamorphism leading to formation of crystalline schists and even to melting – the ascent of magma and its solidifying caused the origin of granitoid massifs. During the Upper Paleozoic these rocks were exposed to denudation and they have become a core of the crust of the Inner Western Carpathians. The Paleozoic metamorphic complexes cover 2 148.57 km² (4.38 %) of the territory of Slovakia, the granitoids cover 3 217.72 km² (6.56 %).

Digital Elevation Model (DEM)

DEM was constructed on the topography at the scale of 1 : 10 000 with a grid of 20 x 20 m (Esprit Ltd.). Taking into account the landuse of Slovakia (agriculture and forest) we

Tab. 3
Spatial distribution of reclassified slope angles

Cat.	Interval (°)	Area (km ²)	Area (%)
1	<1	10 170.9052	20.75
2	1 – 3	5 954.9864	12.15
3	3 – 7	8 170.2792	16.67
4	7 – 12	8 626.7684	17.6
5	12 – 17	6 828.7432	13.93
6	17 – 25	6 636.284	13.54
7	25 – 35	2 476.7372	5.05
8	>35	157.7056	0.32

Tab. 4
Spatial distribution of reclassified slope aspect

Cat.	Interval	Area (km ²)	Area (%)
1	flat	220.0728	0.45
2	N	4 728.2064	9.64
3	NE	6 058.704	12.36
4	E	6 632.9324	13.53
5	SE	6 152.024	12.55
6	S	6 247.5312	12.74
7	SW	7 494.5744	15.29
8	W	6 319.6664	12.89
9	NW	5 168.6964	10.54

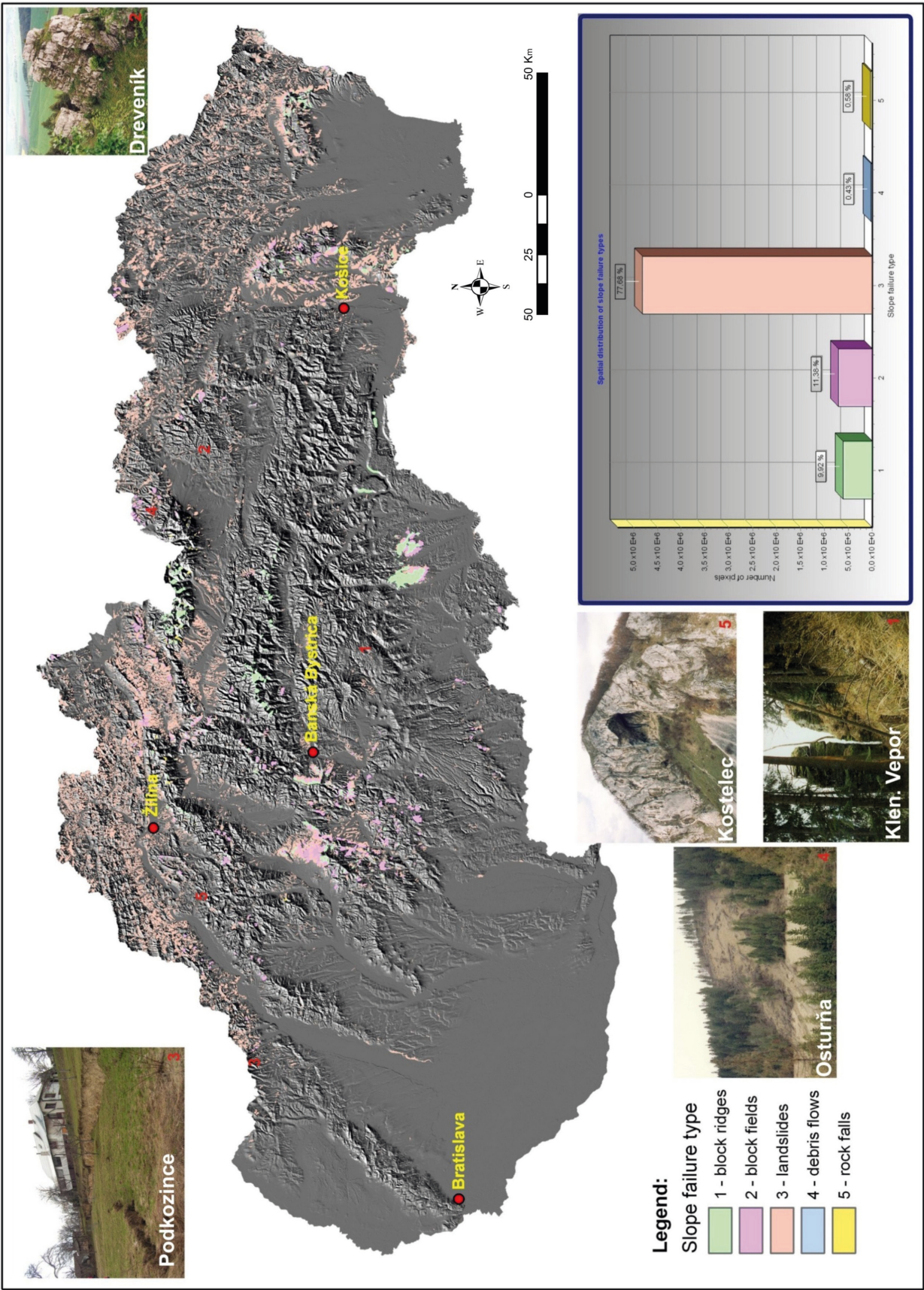


Fig. 5. Slope failures – reclassified parametric map.

distinguished 7 altitudinal categories; the Table 2 and Fig. 2 illustrate their share in the morphology of Slovakia. More than 90 % of the study area falls in an elevation interval from 92 to 900 m a. s. l.

Slope angle

The original slope angle grid spans values from 0° to 90°, and these were reclassified into nine categories in accord with the Landslide Atlas (Kopecký et al., 2008). We distinguished 8 categories of the slope angle; the Table 3 and Fig. 3 illustrate their share in the morphology of Slovakia.

Slope aspect

The slope aspect parameter is usually in the close relationship with climatic conditions. Spatial distribution of slopes into individual categories is almost uniform. We distinguished 9 categories of the slope aspect; the Table 4 and Fig. 4 illustrate their share in the morphology of Slovakia.

Slope failures

Spatial information on the slope failures is the most important input factor in the process of landslide susceptibility assessment; it was retrieved from the Atlas of the slope stability maps of the Slovak Republic at the scale 1 : 50 000. Altogether there were identified 21 190 slope failures covering 2 575.912 km², which means about 5.25 % of the territory of Slovakia (Kopecký et al., 2008). We have to note that in the Atlas database only so-called large scale failures are included, reaching a number of 16 212 and an area of 2 477.7846 km². The rest of 4 978 so-called small-scale failures are not included in the database, they cover an area of 98.1274 km².

The former attributes table of the Atlas distinguished 22 types and combinations of the slope failures; we reclassified them into 5 categories, which we present in the Table 5 and Fig. 5.

The slope failure inventory parametric map presents a binary dependent (dichotomic) variable which is compared with all input parametric maps in the process of bivariate statistical analysis. The binary grid (raster) includes the values 0 and 1 only (True/False), where a value of 1 indicates the presence of a slope failure in a cell, and the value 0 denotes its absence.

Tab. 5
Slope failures (reclassified) and their area in total

Slope failure type	Area (km ²)	Area (%)
Block ridges	245.9152	9.92
Block fields	282.1528	11.38
Landslides	1 925.0244	77.68
Debris flows	10.5404	0.43
Rock falls	14.4848	0.58

The interpretation of slope failures in the parametric inventory maps may vary, but it is generally based on a task specification – assessment of slope failure susceptibility and assessment of a slope failure hazard or risk. For the purpose of the slope failures presentation in the inventory map and for statistical assessment the area of landslide body including accumulation zone was accounted. This is a simple representation of the whole landslide body projected on the map in the form of an aerial entity.

Prognostic map of landslide susceptibility

Landslides area constitutes 77.68 % of slope failures, which equals to 1 925.02 km² (Tab. 5); they occur on the piedmont flanks of mountain ranges, mainly along the rims of intramountainous depressions and valley. The landslides represent a final stage of the slope failure evolution.

Equation used for constructing of the landslide susceptibility map has the following form:

$$y = /slope_L/*0.008 + /aspect_L/*0.00156 + /litho_L/*0.0763 + /dem_L/*0.00806 \quad (1)$$

The result of this summation is a continuous interval of the values from 0.04094 to 0.27943 and these represent the various levels of the landslide susceptibility. Since this interval should be divided into three or five conventional categories, here, natural breaks classification method was used to divide the interval into five categories based on the equation (2) below:

$$SSDi...j = \sum_{n=i}^j (A[n] - median)^2 \quad (2)$$

where:

SSD – the sum of the squared differences,
A – data set (in ascending order).

Level of the landslides susceptibility zoning according to equation (2):

very low (interval 0.04094 – 0.09893),
low (interval 0.09893 – 0.14662),
medium (interval 0.14662 – 0.19713),
high (interval 0.19713 – 0.23454),
very high (interval 0.23454 – 0.27943).

The prognostic map of the landslide susceptibility zoning is illustrated in Fig. 6.

Results

We are going to discuss the results of the bivariate statistical analyses. The landslides are the most abundant slope failures in Slovakia; they cover an area of 1 925.02 km² in total.

Landslides vs. lithology

The most affected is the category 15 – the Flysch sediments; 34.25 % of the landslides fall within this category.

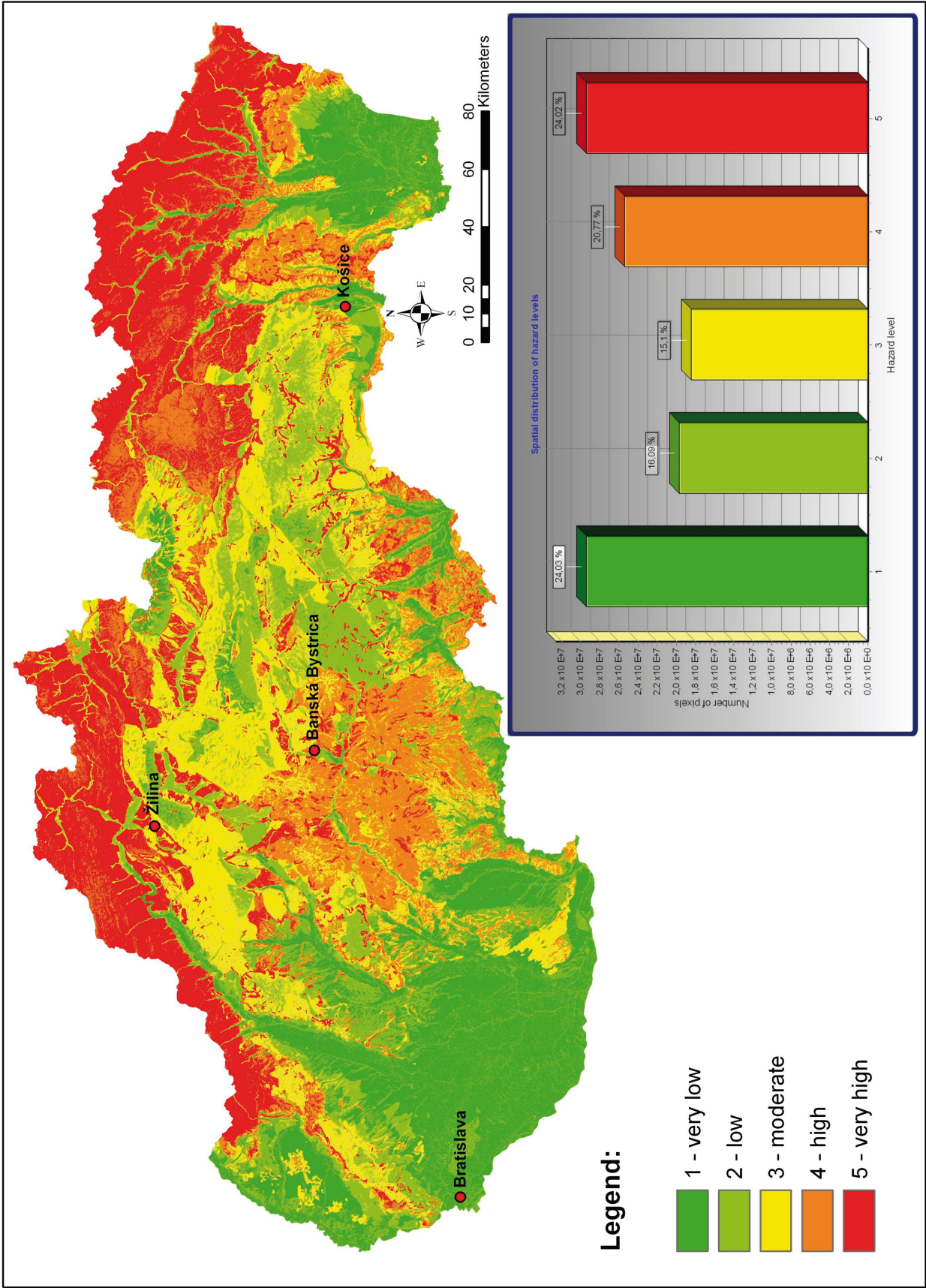


Fig. 6. Prognostic map of the landslide susceptibility zoning.

The second most affected is the category 9 – the slope deposits – colluvial and slope debris (deluvium); 23.9 % of the landslides fall within this category and the third category (14) are the sediments of the Inner-Carpathian Paleogene with 13.06 % coverage.

Landslides vs. DEM

49.93 % of the landslides are present in the category 2 (300 – 600 m a. s. l., submontane level); 28.45 % are present in the category 3 (600 – 900 m a. s. l., submontane level).

Landslides vs. slope angle

38.48 % of the landslides are present in the category 4 (7° – 12°) and 25.66 % in the category 5 (12° – 17°), 19.29 % in the category 3 (3° – 7°) and 13.45 % in the category 6 (17° – 25°).

Landslides vs. slope aspect

The landslides are distributed almost uniformly in all 9 categories.

Susceptibility prognosis

As it follows from the Fig. 6 the very high level of landslides susceptibility is attributed to the 24.02 % of the territory of Slovakia; the high level of susceptibility is interpreted for 20.77 % of the territory.

Conclusion

The slope failures are perceived as the most significant geodynamic phenomena which pose a threat for the environment of the Slovak Republic. This study presents a forecasted spatial distribution of landslides; however, it does not include the temporal frequency of their activation. The landslides are the most abundant type of slope failures in Slovakia.

In order to assess the landslide susceptibility we used bivariate statistical analysis, based on the comparison of individual slope failures retrieved from the inventory map with four parameters – lithology, DEM, slope angle and slope aspect. The grid resolution was 20 x 20 m. The application of statistical methods is generally based upon the actualism principle in geology. This means that in the case of landslides we presume that they will occur in the future in similar conditions to those we have previously or currently experienced.

Due to the scale of input data (1 : 500 000), except landslides dataset (1 : 50 000), and level of generalization, final prognostic map at the Fig. 6 reflects fully these facts. Level of generalization, especially in a case of simplification (reclassification) process of geological conditions, has a dominant influence for final division of landslide susceptibility levels.

References

- ALEOTTI, P. & CHOWDHURY, R., 1999: Landslide hazard assessment: Summary review and new perspectives. *Bul. Engng Geol. Environment*, 58, 1, 21 – 44.
- BEDNARIK, M., CLERICI, A., TELLINI, C. & VESCOVI, P., 2005: Using GIS GRASS in evaluation of landslide susceptibility in Termina valley in the Northern Apennines (Italy). *Proceedings of the Conference on Engineering Geology: Forum for young engineering geologists* (Moser, M., ed.). DGGT Erlangen-Nürnberg, Friedrich – Alexander – University of Erlangen-Nürnberg, April 6th – 9th 2005, 19 – 24.
- BEDNARIK, M., 2007: Landslide risk assessment as a base for landuse planning. *Comenius University in Bratislava, Faculty of Natural Sciences, PhD. Thesis*, 130.
- BEZÁK, V. (ed.), ELEČKO, M., FORDINÁL, K., IVANIČKA, J., KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., KOVÁČIK, M. (Košice), MAGLAY, J., MELLO, J., NAGY, A., POLÁK, M., POTFAJ, M., BIELY, A., BÓNA, J., BROSKA, I., BUČEK, S., FILO, I., GAZDAČKO, L., GREČULA, P., GROSS, P., HAVRILA, M., HÓK, J., HRAŠKO, L., JACKO, S. ml., JACKO, S. st., JANOČKO, J., KOBULSKÝ, J., KOHÚT, M., KOVÁČIK, M. (Bratislava), LEXA, J., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., OLŠAVSKÝ, M., PLAŠIENKA, D., PRISTAŠ, J., †RAKÚS, M., SALAJ, J., SIMAN, P., ŠIMON, L., TETÁK, F., VASS, D., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A. & ŽEC, B., 2008: General Geological Map of the Slovak Republic at Scale 1 : 200 000. Bratislava, ŠGÚDŠ.
- BRABB, E. E., 1985: Innovative approaches to landslide hazard and risk mapping. *Proceedings of the IVth International Conference and Field Workshop on Landslides Tokyo*, 17 – 22.
- CARRARA, A., 1983: Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Mathematical geology*, 15, 3, 403 – 427.
- CARRARA, A., 1988: Landslide hazard mapping by statistical method: A "Black Box" approach. *Proceedings of workshop on Natural Disaster in European Mediterranean Countries, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Perugia, Italy*, 205 – 224.
- CARRARA, A., CARDINALI, M., DETTI, R., GUZZETTI, F., PASQUI, V. & REICHENBACH, P., 1990: Geographical information systems and multivariate models in landslide hazard evaluation. In: *ALPS 90 (Alpine Landslide Practical Seminar) Proceedings of the 6th International Conference and Field Workshop on Landslides Università degli studi di Milano, Italy, August 31 – September 12*.
- CARRARA, A., CARDINALI, M., DETTI, R., GUZZETTI, F., PASQUI, V. & REICHENBACH, P., 1991: GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 427 – 445.
- CASTELLANOS ABELLA, E. A. & VAN WESTEN, C. J., 2007: Generation of a landslide risk index map for Cuba using spatial multi-criteria evaluation. *Landslides*, 4, 4, 311 – 325.
- CLERICI, A., 2002: A GRASS GIS based shell script for landslide susceptibility zoning by the conditional analysis method. In: *Ciolfi, M. & Zatelli, P. (eds.): Proceedings of the Open source GIS GRASS users conference, Trento, Italy*.
- CLERICI, A., PEREGO, S., TELLINI, C. & VESCOVI, P., 2006: A GIS-based automated procedure for landslide susceptibility mapping by the Conditional Analysis method: The Baganza valley case study (Italian Northern Apennines). *Environmental Geol.*, 50, 7, 941 – 961.
- DAI, F. C., LEE, C. F. & ZHANG, X. H., 2001: GIS-based geo-environmental evaluation for urban land-use planning: A case study. *Engng Geol. (Amsterdam)*, 61, 257 – 271.
- DAI, F. C., LEE, C. F. & NGAI, Y. Y., 2002: Landslide risk assessment and management: An overview. *Engng Geol. (Amsterdam)*, 64, 65 – 87.
- DONATI, L. & TURRINI, M. C., 2002: An objective method to rank the importance of the factors predisposing to landslides with the GIS methodology: Application to an area of the Apennines (Valnerina, Perugia, Italy). *Engng Geol. (Amsterdam)*, 63, 277 – 289.
- IRIGARAY, C. & CHACÓN, J., 1996: Methodology for the analysis of landslide determinant factors by means of a GIS: Application to the Colmenar area (Malaga, Spain). In: *Chacón, J., Irigaray, C. & Fernandez, T. (eds.): Proceedings of the 8th ICFL 1996, Balkema, Rotterdam, Madrid*, 163 – 171.
- KOPECKÝ, M., MARTINČEKOVÁ, T., ŠIMEKOVÁ, J. & ONDŘÁŠIK, M., 2008: Landslide atlas – results of the geological project. *Proceedings of the 6th Conference Geology and Environment, Bratislava*, 105 – 110.
- LIŠČÁK, P., BEDNARIK, M. & FERANEC, J., 2009: Landslide hazard in afforested territories of Slovakia. *33rd International Symposium on Remote Sensing of Environment (ISRSE), May 4 – 8, 2009, Stresa, Italy*.

- MODLITBA, I. & KLUKANOVÁ, A., 1996: The results of inventory of landslides areas in Slovakia. *Proceedings of the Conference Investigation and stabilization of the landslides in Slovakia, Nitrianske Rudno 14 – 18, October*.
- MAGLAY, J., PRISTAŠ, J., KUČERA, M. & ÁBELOVÁ, M., 2009: Quaternary geological map of Slovakia – Quaternary Genetical Types, 1 : 500 000. Ministry of Environment SR and State Geological Institute of Dionýz Štúr.
- NEMČOK, A., 1982: Landslides in the Slovak Carpathians. *Bratislava, Veda*, 319.
- PAUDITŠ, P. & BEDNARIK, M., 2002a: Using GIS in evaluation of landslide susceptibility in Handlovská kotlina Basin. In: Rybář, J., Stemberk, J. & Wagner, P. (eds.): *Proceedings of the 1st European conference on landslides. Swets & Zeitlinger, Lisse, Prague, Czech Republic, 24 – 26th of June*, 437 – 441.
- PAUDITŠ, P. & BEDNARIK, M., 2002b: Using GRASS in evaluation of landslide susceptibility in Handlovská kotlina basin. *Proceedings of the Open source GIS – GRASS users conference 2002, Trento, Italy*.
- PAUDITŠ, P., 2005: Landslide susceptibility assessment using statistical methods within GIS environment. *Bratislava, Comenius University, Natural Sciences Faculty, PhD Thesis*.
- PAUDITŠ, P., VLČKO, J. & JURKO, J., 2005: Using of statistical methods in landslide susceptibility assessment. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 37, 529 – 538.
- PAUDITŠ, P. & BEDNARIK, M., 2006: Different ways of landslide geometry interpretation in a process of statistical landslide susceptibility and hazard assessment. *Geológia a životné prostredie 2006. Bratislava, ŠGÚDŠ, 1 – 10*.
- SÜZEN, M. L. & DOYURAN, V., 2004: A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: Multivariate versus bivariate. *Environmental Geol.*, 45, 5, 665 – 679.
- VAN WESTEN, C. J., 1993: GISSIZ – Training Package for Geographic Information Systems in Slope Instability Zoning Part 1: Theory UNESCO – International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC) Project on Geo-Information for Environmentally Sound Management of Natural Resources (ITC) Publication Nb. 15.
- VLČKO, J., WAGNER, P. & RYCHLÍKOVÁ, Z., 1980: Evaluation of regional slope stability. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 12, 3, 275 – 283.
- ZÁRUBA, Q. & MENCL, V., 1969: Landslides and their control. *Praha, Academia*, 205.
- Digital Elevation Model (DMR 20 – SK) – Esprit Ltd.

Rukopis doručený 12. 3. 2010
 Revidovaná verzia doručená 2. 8. 2010
 Rukopis akceptovaný red. radou 7. 9. 2010

Stanovenie teplotného poľa pieskovcového masívu Pravčickej brány (ČR) na základe zhodnotenia denných a ročných teplotných cyklov

MARTIN BRČEK^{1, 2}, ZUZANA VAŘILOVÁ³, VLADIMÍR GREIF¹ a JÁN VLČKO¹

¹Katedra inžinierskej geológie, Prírodovedecká fakulta UK v Bratislave,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

²Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

³Správa NPČS České Švýcarsko, Pražská 52, 407 46 Krásná Lípá

Temperature field determination at the Pravčická brána sandstone rock arch (Czech Republic) from the diurnal and annual temperature waves

Surficial parts of rock masses undergo daily and annual changes of temperature which are of quasi-periodic character. Such periodic heat flow is transmitted into a rock mass according to the Fourier's conduction law. Here-in, our attention is focused on the study of surface temperature variations and the distribution of the heat flow in the interior of the rock mass at the Pravčická brána rock arch in Czech Republic. Results from this study confirmed that the diurnal thermal cycles are transmitted up to the depth of 150 cm while annual thermal cycles thermally influence the rock up to the depth of 950 cm.

Key words: Pravčická brána rock arch, heat flow, diurnal and annual thermal cycles, penetration depth, rock mass

Úvod

Degradáciu horninového materiálu, resp. horninového masívu, spôsobujú geologické procesy, ktoré môžu mať okamžitý deštruktívny efekt alebo pomalý – dlhodobý priebeh s často kumulatívnym účinkom nadobúdajúcim až ničivý charakter. Všeobecne platí, že zvetrávanie, resp. horniny, ktoré vznikli hypergénnymi procesmi, predstavujú produkty fyzickej i chemickej degradácie a svojou povahou sa stávajú iniciálnym štádiom ďalších geologických procesov. Mnohé aspekty procesu zvetrávania sú známe. Všeobecne sú späté s vnútornými podmienkami hornín, najmä s ich litologickou a štruktúrnou povahou, ako aj s vonkajšími podmienkami prostredia, ku ktorým zaraďujeme predovšetkým pôsobenie podzemnej vody, deštruktívne účinky rôznych solí, klimatické, biologické, geomorfologické činitele a ďalšie. Vplyv teploty, resp. teplotou generovaných procesov, patrí k javom, ktoré okrem pôsobenia mrazu nebývajú často súčasťou štúdií o zvetrávaní. Poznanie tohto javu môže otvoriť cestu k pochopeniu procesov sukcesie v podobe vzniku mikrotrhlín, fragmentácie, separácie a pohybu horninových blokov.

Predložený príspevok uvádza čiastkové výsledky monitoringu teplotného poľa pieskovcového masívu Pravčickej brány (ČR). Týka sa predovšetkým analýzy *in situ* zistenej teploty a numerického modelovania jej hĺbkového dosahu i fázového posunu, resp. časového oneskorenia teplotných vln v horninovom masíve.

Teplota – faktor štruktúrneho oslabenia horninových masívov

Horniny na zemskom povrchu sú vystavené teplotným zmenám, ktoré prispievajú k ich mechanickému rozpadu. Využitie energie priameho slnečného žiarenia je závislé nielen od intenzity slnečného žiarenia dopadajúceho na zemský povrch, ale i od celkovej dĺžky slnečného osvetlenia. Keďže horniny nie sú dobrými vodičmi tepla, povrchové časti sa otepľujú podstatne viac, než časti hlbšie pod povrchom. Tým vzniká v horninách napätie, ktoré postačuje na to, aby sa v nich vytvorila sústava puklín.

Názory, že povrchové teplotné zmeny v skalnom masíve (spôsobené zmenami teploty vzduchu atď.) môžu viesť k jeho deštrukcii, sa čoraz častejšie stávajú predmetom výskumu geológov, a to i napriek tomu, že účinky termo-mechanických procesov sú zväčša makroskopicky nepostrehnuteľné. Skutočnosť, že zamrzanie a topenie vody, ktorá vyplňa póry a diskontinuity horninového masívu, môže vyvolať porušenie, je známy fakt (Torraca a Weber, 1986; Winkler, 1994; Scheffler a Normandin, 2004; Ruedrich a Siegesmund, 2007). V priebehu rokov štúdiom týchto procesov (*frost shattering*, *cryogenic weathering*) odštartovalo publikovanie prác prezentujúcich meranie teploty v skalných stenách, a to hlavne v horských regiónoch (Matsuoka, 1994; Matsuoka et al., 1997, 1998; Hall, 1999; Hall a André, 2001; Stewart a Moore, 2002; Watson et al., 2004; Vlčko et al., 2005; Gunzburger et al., 2004, 2005; Meiklejohn et al., 2009).

Vargas et al. (2004) uvažovali, že cyklické zmeny teploty by mohli byť príčinou tzv. teplotnej únavy hornín. Táto skutočnosť už bola pozorovaná ako prejav povrchového mikroskopického teplotno-mechanického zvetrávania obkladových kameňov (poruchy z únavy sú v podstate spôsobené rozdielnou teplotnou expanziou minerálov) pri deštrukcii historických stavieb (Kirschner et al., 2003). Gunzburger et al. (2004, 2005) skúmali, či prírodné teplotné zmeny môžu zohrávať nejakú úlohu pri vzniku skalného rútenia. Svoj výskum zamerali na región južných francúzskych Álp, presnejšie oblasť Rochers de Valabres. Svoju ideu podporili numerickým modelom, ktorým potvrdili danú hypotézu a vyslovili názor, že tepelne vzniknuté deformácie môžu byť dostatočnou príčinou zmeny krípkového pohybu na translačný a z hľadiska kinematiky na rúťivý. Kvôli dôkladnejšiemu preskúmaniu tejto myšlienky postihnutú časť svahu snímali nainštalované vysoko citlivé geodetické monitorovacie systémy (totálna stanica), pomocou ktorých namerané hodnoty svahových pohybov porovnávali s výsledkami z numerického modelovania. Závery ich dlhotrvajúceho štúdia naznačujú, že povrchové teplotné zmeny zohrávajú dôležitú úlohu v dlhodobom procese prípravy skalného zrútenia. Podobné úvahy vo svojom príspevku vyslovili aj Vlčko et al. (2009).

Z vyššie uvedeného textu je badateľné, že teplotno-mechanické procesy v horninových masívoch vedú k ich oslabeniu, resp. až deštrukcii. V menšom rozsahu (Carslaw a Jaeger, 1959; Ingersoll, 2007; Jezný et al., 2007) sa v odbornej literatúre podrobnejšie hovorí o trvalej teplotnej deformácii a o priebehu teplotného poľa v horninovom masíve, na základe ktorých sa dá stanoviť hĺbkový dosah denného a sezónneho kolísania teplôt na zmenu vnútorných napätostných pomerov, ďalej na dezintegráciu horninového materiálu, ako i na zmenu štruktúrnych parametrov horniny.

Študovaná lokalita – Pravčická brána v NP České Švýcarsko

Pravčická brána (obr. 1) je budovaná vrchnokriedovými pieskovecami s kvádritou odlučnosťou a predstavuje najväčší pieskovcový oblúk v Európe. Samotné skalné teleso s bránou sa nachádza v nadmorskej výške 447 m n. m. Ide o výrazne obojstranne exponovaný (v smere SSV až JJZ pretiahnutý) skalný chrbát. Rozpätie brány je 26,5 m a výška 16 m. Relatívne subtilný horninový strop je široký 7,5 m, pričom najmenšia hrúbka klenby má len 2,5 m. Teleso Pravčickej brány je tvorené prevažne kremennými pieskovecami vyšších častí jizerského súvrstvia (vek str. až vrch. turon – Valečka, 1979, 1989). Zmeny v litologickej stavbe telesa umožňujú vyčleniť základné fyzikálno-mechanické kvázi homogénne celky masívu Pravčickej brány. Päť masívu v úrovni základne skalného oblúka tvoria jemnozrnné až strednozrnné pieskovce s ostro nasadajúcimi zlepenčovými polohami. Smerom nahor sa počet spomínaných polôh zmenšuje. Väčšia časť skalného oblúka sa tak vytvorila v stredne až hrubozrnných pieskovecoch. Vrchol hrubnutej sekvencie leží v tesnom podloží klenby. Samotnú klenbu a masív v jej výškovej úrovni tvoria strednozrnné pieskovce s ostro nasadajúcimi zlepenčovými polohami. Hlavná pozornosť bola venovaná práve najvyššej úrovni telesa zodpovedajúcej mocnosti klenby skalnej brány. Vzhľadom na svoju geometriu a expozíciu je Pravčická brána ohrozovaná nielen namáhaním vlastnou ťažkou, ale aj teplotnými a klimatickými činiteľmi.

Pre Národný park České Švýcarsko (NPČŠ; obr. 2) je typický relatívne oceánický charakter klímy, daný najmä vyrovnaným ročným priebehom zrážok (Glöckner, 1995). O zrážkových pomeroch existuje pomerne detailná predstava, pretože na území sa nachádza či v minulosti sa nachádzala hustá sieť zrážkomerných staníc (Härtel



Obr. 1. Pravčická brána, pohľad zo západu.

Fig. 1. Pravčická brána arch, western view.

Tab. 1

Maximálne a minimálne výkyvy vonkajšej teploty evidované v rokoch 2007 – 2009 v troch meteorologických staniciach situovaných najbližšie k Pravčickej bráne (zdroj: databáza Českého hydrometeorologického ústavu a Správy Národního Parku České Švýcarsko)
Maximal and minimal outside temperature recorded within the period 2007 – 2009 at three weather stations closest to the Pravčická brána rock arch (Source: Czech Meteorological Institute and Administration of NP Czech Switzerland)

Mesiac	Rok 2007				Rok 2008				Rok 2009			
	Stanica Děčín		Stanica Varnsdorf		Stanica Děčín		Stanica Varnsdorf		Stanica Tokáň		Stanica Tokáň	
	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.
I.	-10,60	14,30	-13,10	13,20	-7,00	13,60	-5,60	10,70	–	–	-20,20	2,90
II.	-1,60	11,60	-3,10	10,00	-9,60	19,20	-9,60	15,90	–	–	-12,00	7,00
III.	-1,80	19,60	-1,90	18,20	-5,80	19,40	-5,30	18,20	–	–	-8,00	12,20
IV.	-2,40	28,00	-3,20	24,90	0,40	22,80	-1,70	20,80	–	–	-2,70	21,40
V.	-0,40	31,00	-1,20	28,90	3,00	31,20	1,10	28,90	–	–	-1,30	26,90
VI.	8,00	32,80	6,10	29,60	5,80	31,60	5,30	29,40	–	–	–	–
VII.	9,20	38,00	8,00	34,40	10,00	33,40	7,10	30,90	5,50	31,30	–	–
VIII.	5,40	32,00	3,30	30,00	7,60	33,00	6,70	30,60	4,80	29,30	–	–
IX.	3,00	25,40	2,00	23,00	2,20	28,60	0,90	27,00	0,30	26,50	–	–
X.	-0,40	22,00	-2,90	20,10	-0,20	20,00	-1,40	17,60	-1,10	17,10	–	–
XI.	-5,80	15,00	-6,00	12,20	-4,80	19,20	-6,00	16,30	-5,30	16,10	–	–
XII.	-5,80	13,20	-9,30	10,50	-9,00	10,40	-8,00	10,00	-10,20	9,10	–	–

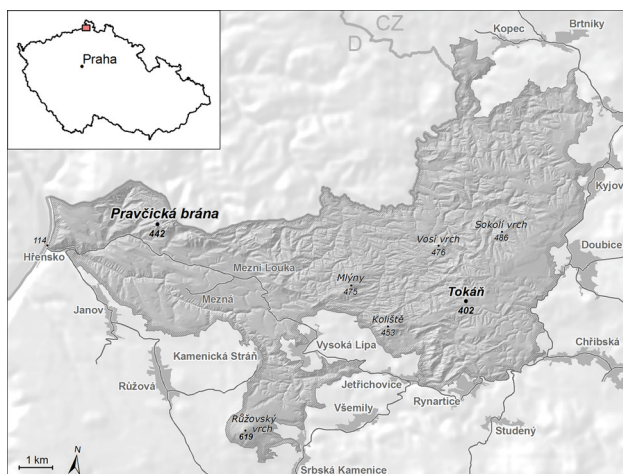
et al., 2008). Na druhej strane presnejší opis teplotných pomerov je do značnej miery sťažený skutočnosťou, že na území NPČŠ nebola v minulosti žiadna klimatická stanica s dlhodobým pozorovacím záznamom. Najbližšie sa vyskytujú v Děčíne (Březiny – Libverda) v nadmorskej výške 157 m n. m. a na východe je stanica Varnsdorf (nadmorská výška 365 m n. m.). Obidve však predstavujú do istej miery extrémne klimatické pomery v okrese Děčín (Glöckner, 1995). Od polovice roku 2008 je v prevádzke stanica Tokáň (402 m n. m., nezalesnená, celodenne oslnená lokalita), ktorá sa nachádza v strednej časti NPČŠ (Hostýnek, 2009), necelých 10 km vzdušnou čiarou od Pravčickej brány.

Vonkajšia teplota v skúmanom regióne v zimnom období klesala od začiatku roku 2007 do polovice roku 2009 až na $-20,20\text{ }^{\circ}\text{C}$ a letné maximá dosahovali $+34,40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Celkový prehľad maximálnych a minimálnych teplotných výkyvov za pozorované obdobie je v tab. 1. Je nutné zdôrazniť, že s ohľadom na výškovo členitý reliéf sú pre konkrétne lokality pieskovcovej oblasti (teda aj teleso Pravčickej brány) určujúce pomery mikro- až mezoklimatické, ktoré sa zvlášť v podobných polohách môžu zásadnejšie líšiť od regionálnych klimatických charakteristík.

Klimatické pôsobenie na pieskovcové horniny je buď priame, vo forme dynamických objemových zmien materiálu, alebo tiež nepriame ako hnacia sila fyzikálneho i chemického zvetrávania. Vzhľadom na tieto okolnosti existujú obavy o stabilitu telesa Pravčickej brány a strach z jej poškodenia (Košťák et al., 1993; Vařilová et al., 2005; Čílek et al., 2006; Härtel et al., 2008). Informácie o súčasnej aktivite a kinematike deformačného správania sa telesa brány sú od roku 1993 získavané z dilatometrických meraní pohybov na vybraných diskontinuitách masívu. Navyiac boli priamo na telese brány opísané prejavy súčasného intenzívneho chemického zvetrávania (Vařilová et al., 2005; Zvelebil et al., 2002; Vařilová, 2002).

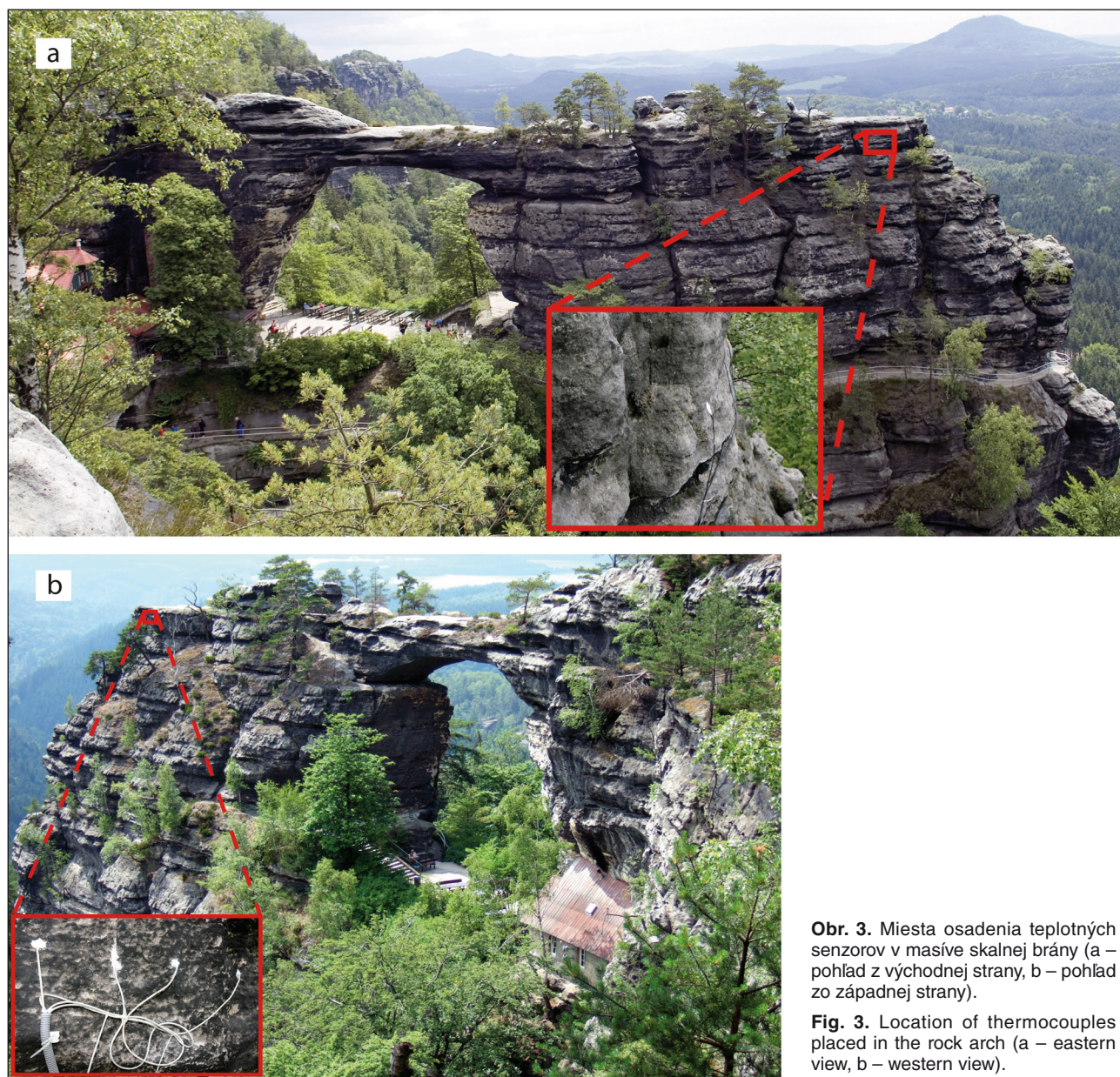
Priebeh teplotného poľa v skalnom masíve Pravčickej brány

Priebeh teplotného poľa v skalnom masíve je možné stanoviť dvoma spôsobmi: priamymi meraniami *in situ* a analytickým výpočtom. Oba spôsoby sa vyznačujú kauzalitou a je potrebné ich vykonávať najmä preto, že výsledky *in situ* meraní sčasti poskytujú vstupné údaje pre analytický výpočet, na strane druhej výpočet platí pre ideálne teleso a takto získané informácie poskytujú akýsi etalón priebehu teplotného poľa. Vzájomným porovnaním môžeme zistiť, či teplotné pole v horninovom masíve zostavené na základe výpočtov má reálny priebeh alebo je



Obr. 2. Národný park České Švýcarsko s lokalizáciou Pravčickej brány a meteostanice Tokáň (Mapový podklad: © Technická univerzita Dráždany; © NASA (SRTM); © Správa NP České Švýcarsko).

Fig. 2. National Park Czech Switzerland with the weather station located at Tokáň hill (Map © Technical University Dresden; © NASA (SRTM); © NP Czech Switzerland Administration).



Obr. 3. Miesta osadenia teplotných senzorov v masíve skalnej brány (a – pohľad z východnej strany, b – pohľad zo západnej strany).

Fig. 3. Location of thermocouples placed in the rock arch (a – eastern view, b – western view).

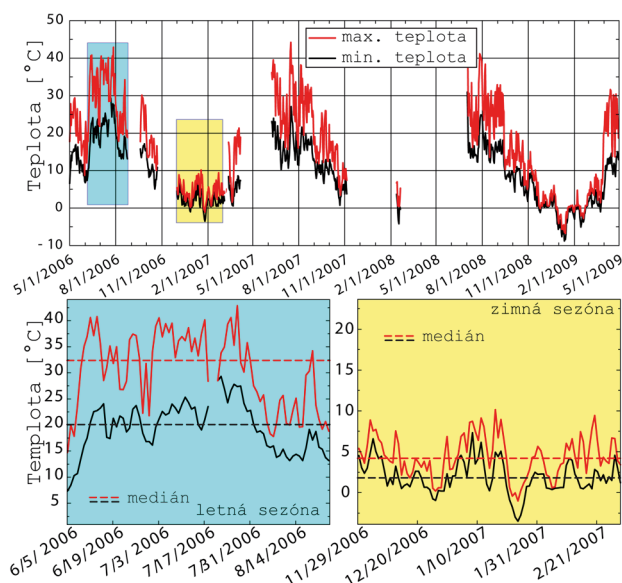
zaťažené chybami (v meraniach, v neznalosti štruktúrno-textúrnych parametrov, vlhkosti i ďalších aspektov týkajúcich sa horninového materiálu i masívu).

Stanovenie teplotného poľa *in situ*

Merania teplotného poľa *in situ* sme začali realizovať v polovici roku 2006, keď na východnej stene, v priestore najvyššej partie južného piliera Pravčickej brány, boli v polohe stredne zrnitých pieskovcov inštalované tri teplotné snímače v hĺbkach 10, 40 a 90 cm, na západnej stene dva teplotné snímače v hĺbkach 40 a 90 cm (obr. 3). Teploty sa v pravidelných časových sekvenciách (každú hodinu) zaznamenávajú a dáta sa ukladajú na pamäťové médium. Hodinový interval snímania teploty bol navrhnutý

preto, aby sa zachytili teplotné maximá a minimá, ktoré sú dôležité pre určenie teplotných amplitúd v pozorovaných hĺbkových úrovniach skalného masívu. Na ich základe je možné určiť priebeh teplotného poľa v čase a v priestore, ako aj stanoviť fázový posun periodických zmien teploty.

Medzi základné parametre, ktoré sa pri analýze denných a ročných teplôt využívajú, patria maximálne a minimálne teploty. Rozloženie teploty v telese Pravčickej brány vhodne vystihuje graf priebehu teplôt na obr. 4. Vyplýva z neho, že prejavy teplotných zmien, resp. rozpätia medzi maximálnymi a minimálnymi dennými teplotami, sú najväčšie v letných mesiacoch, v zime zas najmenšie. S narastajúcou hĺbkou však v istom bode dochádza ku konvergencii medzi dennými teplotnými maximami a minimami (obr. 5). To signalizuje, že pre povrch horninového telesa,



Obr. 4. Graf priebehu teplôt v hĺbke 10 cm.

Fig. 4. Temperature diagram at the depth of 10 cm.

ako i hĺbky plytko pod jeho povrchom majú veľký význam denné zmeny teploty, pričom pre hlbšie úrovne sú dôležité teplotné zmeny za dlhšie časové obdobie, napr. jedného roka.

Stanovenie teplotného poľa výpočtom na základe rovnice vedenia tepla

Pre objektívne zistenie priebehu teplotného poľa v povrchových zónach horninového masívu je nevyhnutné modelovať priebeh teplotných zmien v rozdielnych časových periódach; tu sa využila denná a ročná časová perióda. Ak sú teplotné zmeny periodické, resp. kvázi periodické, potom stanovenie teploty v čase t a hĺbke z definované rovnicou vedenia tepla umožní presne vypočítať priebeh teplotnej vlny v čase a priestore (uvažujeme s homogénnym polpriestorom), ako aj zistiť fázové posuny periodických zmien teploty.

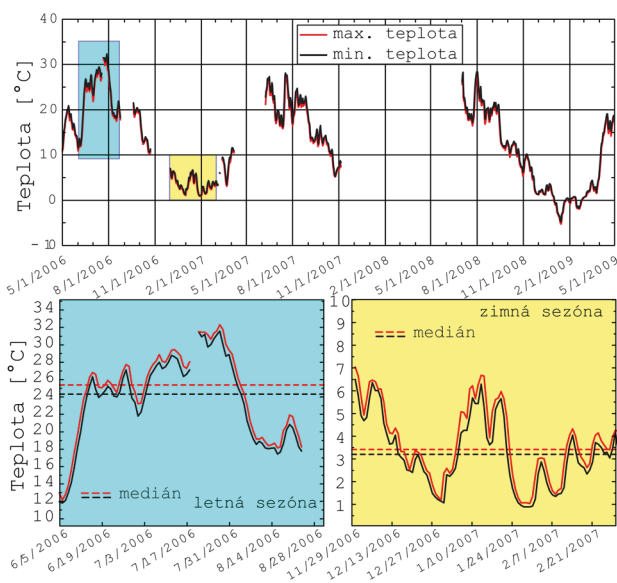
Pri modelovaní priebehu teplotného poľa v horninovom masíve analytickým výpočtom je potrebné poznať vstupné parametre – teplotnú amplitúdu A ($^{\circ}\text{C}$) a koeficient teplotnej vodivosti (teplotná vodivosť) a ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Analytické riešenie rovnice vedenia tepla

Matematická formulácia parciálnej diferenciálnej rovnice neustáleného vedenia tepla, ktorá má tvar

$$c \cdot \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla (\lambda \nabla T) + q \cdot \rho \quad (1),$$

kde ρ ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) je hustota, c ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) je merná tepelná kapacita, T ($^{\circ}\text{C}$) je teplota, t (s) je čas, λ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) je tepelná vodivosť (koeficient tepelnej vodivosti), ∇ je operátor divergencie a gradientu a q (J) je objemový zdroj tepla, napomáha k získaniu predstavy o rozložení teploty



Obr. 5. Graf priebehu teplôt v hĺbke 90 cm.

Fig. 5. Temperature diagram at the depth of 90 cm.

vo vnútri horninového masívu (všeobecne Zeme). Táto rovnica určuje časové a priestorové zmeny teploty $T(x, y, z, t)$ v prostredí s materiálovými konštantami ρ , c , λ pri rozložení zdroja tepla q . Pre homogénne teleso je tepelná vodivosť nezávislá od súradníc, preto rovnicu (1) možno vyjadriť v tvare

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \nabla^2 T + \frac{q}{c} \quad (2),$$

kde

$$a = \frac{\lambda}{c \cdot \rho}$$

je tzv. teplotná vodivosť (charakterizujúca rýchlosť, ktorou sa šíri teplotná zmena) a

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

je tzv. Laplaceov operátor pre trojrozmerný priestor.

Pri pozorovaní teplotných zmien v povrchových častiach Zeme sa skúma zohrievanie povrchu slnečným žiarením. Zemeguľa v zjednodušenej forme predstavuje ideálne teleso (homogénny polpriestor s teplotnou vodivosťou a), ktorého povrch je vystavený vonkajším teplotným zmenám, a v ktorom nie sú iné zdroje tepla, pričom rozloženie teploty závisí iba od vertikálnej súradnice z a času t . Zistenia meteorológov ukazujú, že teplota pri zemskom povrchu sa rovná súčtu konštanty T_0 (v našom prípade ju predstavuje teplotná amplitúda A) s periodickou funkciou času. Najjednoduchším prípadom takejto periodickej funkcie je jediná kosínusová vlna, t. j. pre teplotu pri povrchu $z = 0$ platí okrajová podmienka

$$T|_{z=0} = A \cos \omega t \quad (3),$$

kde ω je kruhová frekvencia časových zmien, $\omega = 2\pi/\tau$; τ je perióda. Rovnicu vedenia tepla (2) pre nami zvolené ideálne teleso možno upraviť na jednoduchší tvar:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{a \partial^2 T}{\partial z^2}; T = T(z, t) \quad (4).$$

Podmienkou je, aby teplotné zmeny $T = T(z, t)$ vyvolané periodickým slnečným žiarením boli ďaleko od povrchu polpriestoru nulové; a teda platí okrajová podmienka pre $z \rightarrow \infty$:

$$\lim_{z \rightarrow \infty} T(z, t) = 0 \quad (5).$$

Derivovaním rovnice (4) podľa t a z pri dodržaní spomenutých okrajových podmienok dostaneme funkciu

$$T(z, t) = A e^{-z/\delta} \cos(\omega t - z/\delta) \quad (6),$$

kde

$$\delta = \sqrt{2a/\omega} = \sqrt{\tau a/\pi}$$

je tzv. *prieniková hĺbka* teploty do uvažovaného telesa polpriestoru, v našom prípade do horninového masívu. Toto riešenie súčasne ukazuje, že amplitúda teplotných zmien je exponenciálne tlmená s rastúcou hĺbkou. V hĺbke $z = \delta$ je amplitúda teplotných zmien $A e^{-1}$, t. j. približne 1/3 z amplitúdy teploty na povrchu. Dochádza aj k fázovému oneskorení teplotných vln s hĺbkou. Zatiaľ čo na povrchu $z = 0$ je maximum teploty v čase $t = 0$, v hĺbke z ($z > 0$) je maximálna teplota až v čase

$$t_z = z/(\omega \delta) = z/\sqrt{2a\omega} = \sqrt{\tau/4\pi a} \quad (7).$$

Teplotná amplitúda a teplotný rozsah

Informáciu o teplotnej amplitúde A ($^{\circ}\text{C}$) vymedzuje teplotný rozsah, ktorý sa určuje na základe priamych meraní *in situ*. Základ správneho stanovenia spočíva v optimálnom intervale zaznamenávania teploty, ďalej vo vhodne zvolenom metodickom postupe štatistického spracovania dát. Čím vyššia je frekvencia meraní, tým skôr možno v pripovrchových zónach skalných masívov, obzvlášť v zimných mesiacoch, keď i krátkodobý slnečný osvit môže spôsobiť náhly nárast teploty, postrehnúť nepatrné extrémne vo výkyve teploty (Hall a André, 2001; Mc Kay a Friedmann, 1999). Vzhľadom na dostupné technické vybavenie a potreby nášho výskumu možno považovať za postačujúcu časovú frekvenciu zberu dát v hodinových intervaloch. Šťastí to vyplýva aj z toho, že záujmové územie sa nachádza v miernom klimatickom pásme, kde sa nepredpokladajú extrémne výkyvy. Veľkú dôležitosť je potrebné venovať i vhodnému štatistickému postupu na určenie hodnôt teplotných amplitúd. Ideálny spôsob spočíva v zistení minimálnych a maximálnych teplôt v pravidelne sa opakujúcich časových úsekoch (deň, týždeň, mesiac, rok). Vymedzenie najkratšieho časového úseku závisí od frekvencie merania, napr. ak sa meranie

uskutočňuje každú hodinu, potom najkratší pravidelne sa opakujúci časový úsek, z ktorého je možné stanoviť teplotnú amplitúdu, je deň (24 hod.). Rozdiel medzi max. a min. hodnotou vyjadruje rozsah teploty, t. j. $R = T_{\max} - T_{\min}$ pre jeden konkrétny časový úsek; polovica z vypočítaného rozsahu definuje amplitúdu. Referenčnú, resp. priemernú hodnotu z celého súboru vypočítaných amplitúd získame aritmetickým priemerom

$$\bar{A} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n A_i \quad (8),$$

kde A_i sú teplotné amplitúdy ($^{\circ}\text{C}$) a n je ich celkový počet. V tabuľke 2 sú uvedené priemerné denné i ročné teplotné amplitúdy zistené na základe trojročných meraní pre všetky monitorované hĺbkové úrovne telesa Pravčickej brány.

Teplotná vodivosť

Na zistenie teplotnej vodivosti a ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) sa použil výpočet z *in situ* nameraných teplotných amplitúd, ktorý je založený na poznatku, že smerom do hĺbky horninového masívu sa teplotné amplitúdy znižujú. Na základe uvedeného potom platí nasledovný vzťah:

$$\delta = (Z_j - Z_i) / \ln(A_j / A_i) \quad (9),$$

kde δ je hĺbka prieniku teplotných zmien (m), Z_j a Z_i sú hĺbky (m), ktorým prislúchajú denné teplotné amplitúdy A_j a A_i ($^{\circ}\text{C}$).

Pre výpočet teplotnej vodivosti a ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) bol využitý vzorec

$$a = (\delta^2 \pi) / \tau \quad (10),$$

kde τ je perióda (s).

Z niekoľkoročných meraní teplotných amplitúd (1. rok: máj 2006 – apríl 2007, 2. rok: máj 2007 – apríl 2008 a 3. rok: máj 2008 – apríl 2009), ktoré boli vykonávané v rôznych hĺbkových úrovniach pieskovcového masívu Pravčickej brány, sa podľa vyššie spomenutého postupu stanovili hodnoty teplotnej vodivosti pre dennú a ročnú periódu (tab. 3). Najprv je potrebné pre každý deň v roku vymedziť teplotnú vodivosť podľa vzťahu (10), t. j. 365 dní, nezávisle od počiatku merania, resp. kalendárneho roku. Dátový súbor sa ďalej rozdelí do tried početností. Vykonanie váženého priemeru zohľadní dôležitosť, resp. váhu tried početnosti, ale len pri tých, ktorých kumulatívne zastúpenie predstavuje 75 % všetkých hodnôt:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n w_i x_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (11),$$

kde w predstavuje početnosť a x priemernú hodnotu teplotnej vodivosti danej triedy a $\bar{x}$ je výsledná priemerná teplotná vodivosť zvoleného časového úseku (denná, resp. ročná perióda).

Tab. 2

Hodnoty priemerných teplotných amplitúd stanovené z trojročného monitorovacieho obdobia pre dennú a ročnú periódu
Mean values of diurnal and annual temperature amplitudes estimated from three years monitoring period

		Priemerná teplotná amplitúda (°C)					
		1. rok merania (máj 2006 – apríl 2007)		2. rok merania (máj 2007 – apríl 2008)		3. rok merania (máj 2008 – apríl 2009)	
	Hĺbka (cm)	Denná	Ročná	Denná	Ročná	Denná	Ročná
Východná strana	10 cm	3,49	23,19	4,27	24,18	2,90	25,40
	40 cm	1,21	17,70	1,38	16,02	1,22	19,26
	90 cm	0,35	15,71	0,46	11,48	0,32	16,89
Západná strana	40 cm	1,12	16,95	0,97	17,77	1,04	18,55
	90 cm	0,38	16,21	0,38	15,84	0,34	15,69

Tab. 3

Priemerná teplotná vodivosť za jednotlivé roky i za celé obdobie monitorovania vypočítaná z *in situ* nameraných teplôt
Mean thermal diffusivity (conductivity) for individual years and for the whole monitoring period

Periódka	Teplotná vodivosť a ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)			
	1. rok merania (máj 2006 – apríl 2007)	2. rok merania (máj 2007 – apríl 2008)	3. rok merania (máj 2008 – apríl 2009)	Priemer
Denná	$3,67066 \cdot 10^{-6}$	$4,55210 \cdot 10^{-6}$	$3,84838 \cdot 10^{-6}$	$4,02372 \cdot 10^{-6}$
Ročná	$4,20344 \cdot 10^{-7}$	$1,14871 \cdot 10^{-7}$	$3,82665 \cdot 10^{-7}$	$3,05960 \cdot 10^{-7}$

Tab. 4

Priemerné denné a ročné povrchové teplotné amplitúdy pre jednotlivé roky stanovené z trojročného monitoringu
Mean diurnal and annual surface temperature amplitudes for individual years estimated from three years monitoring period

Amplitúda povrchovej teploty A (°C)				
	1. rok merania (máj 2006 – apríl 2007)	2. rok merania (máj 2007 – apríl 2008)	3. rok merania (máj 2008 – apríl 2009)	Priemer
Priemerná denná teplotná amplitúda	4,77	5,67	3,95	4,79
Priemerná ročná teplotná amplitúda	24,32	26,42	26,69	25,81

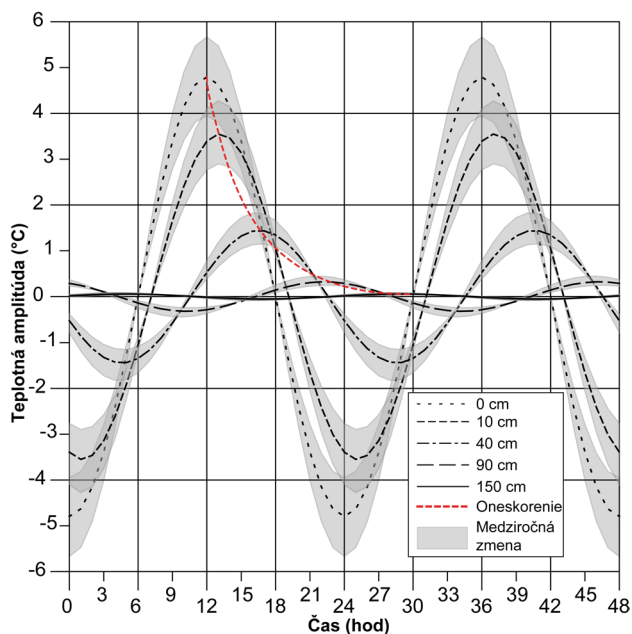
Denná a ročná teplotná vlna

V nadväznosti k vyššie uvedenému riešeniu bol pokus prostredníctvom numerického modelovania stanoviť rozsah, resp. variáciu teploty pre dennú i ročnú periódu v rôznych hĺbkach. Nevyhnutným vstupným parametrom tohto javu je amplitúda povrchovej teploty (tab. 4) a teplotná vodivosť (tab. 3).

Jednotlivé amplitúdy priemernej dennej a ročnej povrchovej teploty boli stanovené nepriamo, tzn. boli dopočítané na základe analytického riešenia pomocou rovníc vedenia tepla a výpočtu hĺbky prieniku teplotných zmien. Ak priemerná denná teplotná amplitúda dosiahne na povrchu hodnotu $A = 4,79$ °C, potom, opierajúc sa o výpočty, sa v hĺbke 10 cm teplotná amplitúda rovná 3,55 °C, v 40 cm je rovná hodnote 1,43 °C, v 90 cm nadobúda hodnotu 0,32 °C a v hĺbke 150 cm sú teplotné zmeny minimálne, rovnajúce sa hodnote 0,05 °C.

Pri zameraní pozornosti na maximálnu hodnotu teplotnej amplitúdy zistenej na povrchu a jej porovnaní s maximom teplotných vln v rozličných hĺbkach sa zistilo, že sú navzájom od seba fázovo posunuté, tzn. došlo k časovej retardácii, ktorej veľkosť i útlm prehľadne vystihuje obr. 6 i tab. 5. Sivé polia (interval) v obrázku zahŕňajú teplotné vlny analyticky vypočítané pre dennú periódu za celé obdobie monitoringu (1.–3. rok merania); prerušovaná čiara vo vnútri polí zobrazuje ich priemer; časové oneskorenie priebehu teplotnej vlny je znázornené červenou prerušovanou čiarou.

Z vykonaných trojročných výskumov vyplýva, že priemerná ročná teplotná amplitúda povrchu horninového masívu je rovná hodnote $A = 25,81$ °C. Aplikáciou rovnakého postupu ako pri stanovení dennej teplotnej vlny, s výnimkou použitia periódy jedného roka a teplotnej vodivosti pre ročnú periódu $a = 3,05960 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, sa dospelo k zisteniu, že v hĺbke 0,9 m pod povrchom



Obr. 6. Graf priebehu priemerných denných teplotných zmien v rôznych hĺbkach pieskovcového telesa Pravčickej brány.

Fig. 6. Diagram of the mean diurnal temperature at different depths of sandstone body at Pravčická brána arch.

Tab. 5

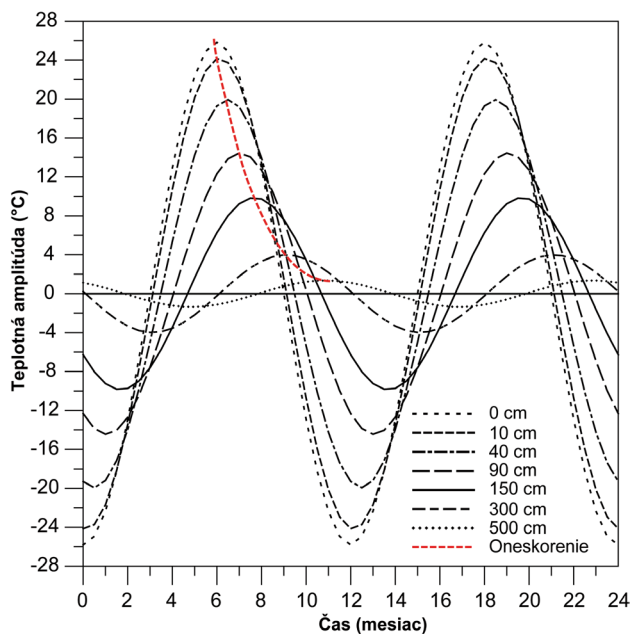
Útlm a fázový posun dennej teplotnej amplitúdy pre vybrané hĺbky pieskovcového telesa Pravčickej brány
Temperature attenuation and time lag of diurnal temperature amplitude for chosen depths of the sandstone body of Pravčická brána arch

Hĺbka (cm)	Oneskorenie (hod.)		Útlm (%)
	(min.)		
0	0	0	0,00
10	1	8	25,98
40	4	35	70,08
90	10	20	93,30
150	17	13	98,89

dôjde k redukcii teplotnej amplitúdy na 14,44 °C a v hĺbke 5 m dokonca až na 1,35 °C (obr. 7). Podľa rovnice (7) dosiahne maximum alebo minimum teplotnej amplitúdy v hĺbke 0,9 m časovú retardáciu oproti povrchu 29 dní 19 hodín a 59 minút (tab. 6).

Porovnanie výsledkov numerického modelovania s laboratórnymi a *in situ* meraniami

Zobrazenie priestorového rozloženia teplotných amplitúd (nameraných i vypočítaných) v plošnom grafe (obr. 8) sa javí ako dostatočný spôsob vyjadrenia prieniku teplotných zmien. Ak graf zobrazuje nielen teplotné amplitúdy získané z *in situ* meraní, ale taktiež hodnoty analyticky vypočítané, potom sa ponúka



Obr. 7. Graf priebehu priemerných ročných teplotných zmien v rôznych hĺbkach pieskovcového telesa Pravčickej brány.

Fig. 7. Diagram of the mean annual temperature at different depths of the sandstone body of Pravčická brána arch.

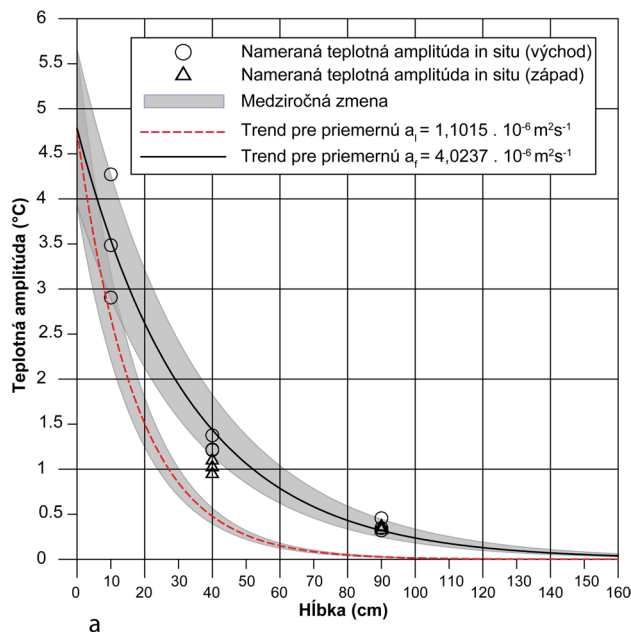
Tab. 6

Útlm a fázový posun ročnej teplotnej amplitúdy pre jednotlivé hĺbky pieskovcového telesa Pravčickej brány
Temperature attenuation and time lag of annual temperature amplitude for different depths of the sandstone body of Pravčická brána arch

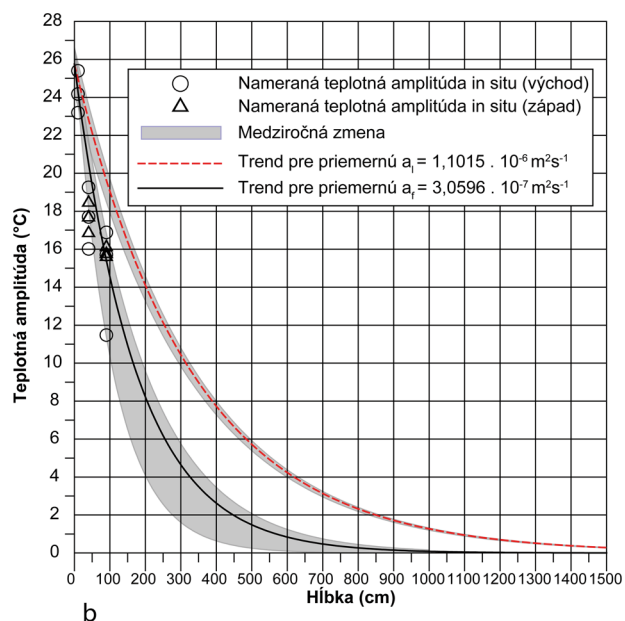
Hĺbka (cm)	Oneskorenie (hod.)		Útlm (%)
	(deň)	(min.)	
0	0	0	0,00
10	3	7	6,45
40	13	6	22,78
90	29	19	44,04
150	49	17	61,95
300	99	10	84,59
500	165	17	94,76

možnosť vzájomného porovnávania a určenia ich zhody, resp. odchýlky. Polia s odtieňom sivej farby znázorňujú interval analyticky vypočítaných kriviek (hodnôt) priebehu teplotných zmien za monitorované obdobie troch rokov. Krivka nachádzajúca sa vo vnútri sivého poľa znázorňuje ich priemer (priemerné hodnoty). V prípade čiernej krivky sa ako dôležitý vstupný parameter pre výpočet priebehu teplotných zmien použil koeficient teplotnej vodivosti stanovený z *in situ* nameraných teplotných amplitúd (kap. 4.2.3). Okrem toho v grafe (obr. 8) je dôležitá doplňujúca informácia, ktorú reprezentuje krivka prieniku teplotných amplitúd vypočítaná na základe *laboratórne* stanovenej teplotnej vodivosti (červená prerušovaná krivka). Podobne ako krivka v predchádzajúcom prípade vyjadruje priemer za monitorované obdobie troch rokov. Z takto zobrazených

výsledkov vyplýva, že dosah **denných** teplotných zmien sa prejavuje približne do hĺbky **150 cm** pieskovcového masívu Pravčickej brány (čierna plná čiara). Taktiež treba zdôrazniť, že namerané a vypočítané teplotné zmeny v pozorovaných hĺbkových úrovniach sú v plnej zhode, iba v hĺbke 40 cm je menší teplotný rozdiel. Pri porovnaní oboch znázornených kriviek je zreteľný rozdiel v dosahu prieniku



a



b

Obr. 8. Priebeh a dosah teplotných zmien v pieskovcovom telese Pravčickej brány. a – denný (24 hod.), b – ročný (365 dní).

Fig. 8. Temperature curve and penetration depth in sandstone body of Pravčická brána arch. a – diurnal (24 hr.), b – annual (365 days).

teplotných zmien, ktorý má pôvod v teplotnej vodivosti. Ak použijeme pre modelovanie priebehu teplotných zmien teplotnú vodivosť určenú v laboratóriu, musíme zohľadniť to, že bola stanovená pri teplote 25 °C, a čo je ešte dôležitejšie, že bola stanovená na vysušenej vzorke malých rozmerov. Je teda pochopiteľné, že i dosah teplotných zmien bude menší v porovnaní s dosahom krivky počítanej na základe dát meraných priamo v telese Pravčickej brány pri prirodzenej vlhkosti skalného masívu. Zaujímavosťou zostáva, že opačný trend nastal pri modelovaní prieniku ročných teplotných zmien. Z hľadiska ročnej periódy je numericky vypočítaná teplotná vodivosť menšia ako laboratórne stanovená. Môže to vyplývať z toho, že v zimnom období klesá teplota a zároveň i vlhkosť. Taktiež sa zníži schopnosť prirodzenej infiltrácie atmosférických zrážok a pôdnej vlhkosti v dôsledku zmeny ich kvapalného skupenstva na tuhý stav. Teplotná vodivosť bude preto v zimnom období nižšia, čo sa prejaví i vo výpočte teplotnej vodivosti pre ročnú periódu.

Interpretácia výsledkov

Pre skúmanie teplotných zmien v zónach blízko povrchu geologických telies je potrebné modelovať prienik teploty v rôznych časových periódach (denná, ročná). Ak sa predpokladá, že teplotné zmeny sú kvázi periodické, potom je možné prostredníctvom rovnice vedenia tepla zistiť priebeh tepelnej vlny v priestore, v našom prípade v horninovom masíve. Z takto získaných hodnôt je možné v čase a priestore určiť presne a stanoviť tiež fázové posuny (priestorovú retardáciu teploty) v periodických zmenách teploty. Treba si však uvedomiť, že vytvorený matematický model pre zistenie časového a priestorového priebehu teplotného poľa, v ktorom sa aplikoval analytický výpočet, platí pre homogénny polpriestor. Keďže horninové prostredie je nehomogénne, je pochopiteľné, že pri porovnávaní výsledkov zistených numerickým modelovaním a z *in situ* nameraných hodnôt sa zistili isté odchýlky. Na nepresnosti výsledkov sa môže podieľať i vplyv zemského tepla, tzv. geotermického gradientu. Treba zvážiť i fakt, že *in situ* merania (a súvisiace výpočty) boli realizované v horninách, ktoré sú situované v najvyššej polohe skalného masívu (vertikálne zodpovedajúce spodnej polovici klenby skalného telesa), teda len v jednom kvázi homogénnom celku v rámci Pravčickej brány. Vzhľadom na litologickú heterogenitu skalného masívu je možné predpokladať rozdiely v teplotnej vodivosti ďalších, v skalnom telese zastúpených litologických celkov (v závislosti na zmene zrnitosti či charaktere a množstve tmelu a pod.). Z tohto dôvodu nie je možné zistené fakty teoreticky aplikovať na celé teleso skalného útvaru. Z praktického hľadiska (poznajúc termofyzikálne parametre rozdielnych typov pieskovcov) však rozdiely v teplotnom režime v rozsahu celého skalného telesa budú len minimálne už aj preto, že podstatnejšiu úlohu zohrávajú štruktúrno-textúrne prvky ako mineralogicko-petrografická povaha pieskovcov. V tomto smere by bolo účelné detailizovať realizované práce a inštalovať ďalšie monitorovacie stanovišká. Žiaľ, tu dochádza k obmedzeniu prísnu ochranou skalného objektu

(vyplývajúcou z platných zákonov a bližších ochranných podmienok v ČR), a to nielen v smere inštalácie viacerých snímačov, ale i v smere odberu reprezentatívnych vzoriek zo všetkých výškových úrovní skalného masívu.

Záver

Pre lepšie pochopenie termo-mechanických procesov vedúcich k deštrukcii telesa Pravčickej brány bol preskúmaný doposiaľ trochu opomínaný teplotný režim skalnej brány spôsobený klimatickými činiteľmi vyvolávajúcimi objemové zmeny v denných a ročných cykloch. Na štúdium priebehu teplotného poľa v horninovom masíve sa použili záznamy teplôt zachytené teplotnými snímačmi osadenými v rôznych hĺbkach pieskovcového masívu (10, 40 a 90 cm), a to v dvoch expozíciách (V, resp. Z). Monitoringom teplotných zmien v horninovom masíve v období od mája 2006 až do apríla 2009 sa získal rad dát objasňujúcich časový a hĺbkový priebeh teplôt v telese brány.

Prejavy teplotných zmien (rozdiely medzi max. a min. dennými teplotami) sú najväčšie v letnom období, zatiaľ čo v zime sú minimálne. Denné teplotné zmeny ovplyvňujú najmä časť horninového masívu v blízkosti jeho povrchu, pre hlbšie časti majú naopak význam hlavne zmeny s dlhšou periódou (napr. ročnou). Amplitúda teplotných zmien je tlmená rastúcou hĺbkou. Na základe získaných dát sa stanovilo časové oneskorenie zohľadňujúce postupný prenik teploty smerom do hĺbky pieskovcového telesa skalnej brány. Fázový posun (oneskorenie) denných teplotných amplitúd v porovnaní s povrchom horninového masívu (0 cm) predstavuje v hĺbke 10 cm časový posun 1 hod. a 8 min. a v hĺbke 90 cm až 10 hod. a 20 min. Pre ročnú amplitúdu je veľký rozdiel v hĺbke 10 cm, oneskorenie 3 dni, 7 hod. a 33 min. a v hĺbke 90 cm oneskorenie až 29 dní, 19 hod. a 59 min.

Z analytického výpočtu vyplýva, že dosah teplotných zmien v pieskovcovom masíve telesa Pravčickej brány sa prejavuje približne do hĺbky 150 cm, pri ročných zmenách až do hĺbky 9,5 metra.

Vplyv procesov zvetrávania a degradácie Pravčickej brány bol skúmaný predovšetkým z aspektov geochemickej degradácie, menej priestoru sa doposiaľ venovalo štúdiu termo-mechanických vplyvov na potenciálne oslabenie tohto skalného útvaru. Prvým a nevyhnutným predpokladom poznania vplyvov cyklických teplotných účinkov na pieskovcový masív je zistenie teplotného režimu, ktorý vychádza z určenia (stanovenia) teplotných amplitúd, ďalej hĺbkového dosahu teploty v signifikantných časových úsekoch (deň, rok), ako i časovej retardácie a útlmu teploty v monitorovaných hĺbkových úrovniach.

V ďalšej etape výskumu je nevyhnutné zistiť teplotné pole vzhľadom na orientáciu skalného telesa, a to najmä pri dlhodobých (viacročných) cykloch, kedy je možné predpokladať aj teplotnú interferenciu (vplyv obojstranného osvetlenia), ďalej bude potrebné sústrediť sa na zistenie teplotnej rozťažnosti hornín a trvalej teplotnej deformácie ako výsledku teplotných napätí v horninovom masíve. Až po zostrojení termo-

-mechanického modelu skalného telesa a porovnaní kinematiky zistenej modelovým riešením s kinematikou dilatometrických meraní bude možné zistiť skutočný vplyv teplotných dynamických účinkov na kinematiku a tým i stabilitu tohto zaujímavého prírodného skalného útvaru.

Autori príspevku sú si vedomí, že v budúcnosti bude potrebné vykonať veľa ďalších prieskumov na komplexné vysvetlenie tejto problematiky, ktorej sa v domácej i zahraničnej vedeckej literatúre venuje pomerne málo priestoru. Vzhľadom na to sme sa už vydali istým smerom, a to popri ozrejmnení termo-mechanického správania pieskovcového útvaru. Venovať pozornosť by sme chceli teplotno-vlhkostnému režimu ako jednému z faktorov podmieňujúcich priebeh teploty v horninovom masíve, a teda ovplyvňujúcim aj termo-mechanické správanie horninových telies. Aj napriek tomu, že *in situ* monitorovanie takých parametrov – ako sú vlhkosť a teplota – je nesmierne ťažké technicky a náročné na čas, zber dát a ich spracovanie, sme presvedčení, že takýto prístup umožní detailnejšie pochopiť kinematiku správania horninových telies a vysloviť predikciu dynamiky ich ďalšieho vývoja.

Podakovanie. Príspevok bol vypracovaný čiastočne z prostriedkov Vedeckej grantovej agentúry MŠ SR (VEGA grant č. 1/0499/08, VEGA grant č. 1/0331/09) a čiastočne z grantov pre doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov Univerzity Komenského (UK/344/2008, UK/340/2009).

Literatúra

- CARSLAW, H. S. & JAEGER, J. C., 1959: Conduction of heat in solids. Second edition. *Oxford University Press, Oxford*, 517.
- CÍLEK, V., ADAMOVIČ, J. & VAŘILOVÁ, Z., 2006: Pravčická brána a vznik pieskovcových skalných bran. *Minulosti Českého Švýcarska III. Manuskript. Správa NPČŠ, Krásná Lípa*, 5 – 19.
- GLÖCKNER, P., 1995: Fyzickogeografické a geologické poměry okresu Děčín. *Vlastivěda okresu děčínského. Ser. Příroda, Děčín*, 191.
- GUNZBURGER, Y., MERRIEN-SOUKATCHOFF, V., SENFAUTE, G. & PIGUET, J. P., 2004: Field investigations, monitoring and modelling in the identification of rock fall causes. In: *Lacerda, W., Ehrlich, M., Fontoura, S. & Sayão, A. (eds.): Proceedings of the Ninth International Symposium on Landslides (ISL), Rio de Janeiro (Brasil), June 28 – July 2*, 557 – 556.
- GUNZBURGER, Y., MERRIEN-SOUKATCHOFF, V., SENFAUTE, G. & PIGUET, J. P., 2005: Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: Case study of the Rochers de Valabres slope (France). *Inter. Journal of Rock Mechanics and Mining Sci.*, 42, 3, 331 – 349.
- HALL, K., 1999: The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. *Geomorphology*, 31, 47 – 63.
- HALL, K. & ANDRÉ, M. F., 2001: New insights into rock weathering from high-frequency rock temperature data: An Antarctic study of weathering by thermal stress. *Geomorphology*, 41, 1, 23 – 35.
- HÄRTEL, H., ŠTEFLOVÁ, D. & DROZD, J. (eds), 2008: Plán péče o Národní park České Švýcarsko 2009 – 2016. *Manuskript. Správa NPČŠ, Krásná Lípa*, 217.
- HOSTÝNEK, J., 2009: Studie klimatických poměrů lokality Tokaň. *Manuskript. Správa NPČŠ, Krásná Lípa*, 89.
- INGERSOLL, R. L., 2007: Heat Conduction – With Engineering and Geological Applications. *York, PA, The Maple Press*, 292.
- JEZŇÝ, M., VLČKO, J. & HVOŽDARA, M., 2007: Teplota ako faktor štruktúrneho oslabenia horninových masívov. *Geotechnika (Praha)*, 10, 3, 8 – 15.

- ONDASINA, J., KIRCHNER, D. & SIEGESMUND, S., 2002: Freeze-thaw cycles and their influence on marble deterioration: A long-term experiment. In: *Siegesmund, S., Weiss, T. & Vollbrecht, A. (eds.): Natural Stone, Weathering Phenomena, Conservation Strategies and Case studies. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 205, 9 – 18.*
- KOŠŤÁK, B., ZVELEBIL J., STEMBERK, J. & NOVOTNÝ, J., 1993: Stabilita Pravčické brány. Inženýrskogeologický výzkum a kontrolní sledování. Dílčí zpráva I. etapy. *Manuskript. Ústav geotechniky AVČR, Praha, 1 – 6.*
- MATSUOKA, N., 1994: Diurnal freeze-thaw depth in rockwalls: Field measurements and theoretical considerations. *Earth surface processes and landforms, 19, 423 – 435.*
- MATSUOKA, N., HIRAKAWA, K., WATANABE, T. & MORIWAKI, K., 1997: Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps: The first two years of frost shattering, heave and creep. *Permafrost and Periglacial Processes, 8, 155 – 177.*
- MATSUOKA, N., HIRAKAWA, K., WATANABE, T., HAEERLI, W. & KELLER, F., 1998: The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability. In: *Lewkowicz, A. G. & Allard, M. (eds.): Proceedings of 7th International Conference on Permafrost, Centre d'études nordiques, Université Laval, 711 – 718.*
- MEIKLEJOHN, K. I., HALL, K. & DAVIS, J. K., 2009: Weathering of rock art at two sites in the KwaZulu-Natal Drakensberg, southern Africa. *J. Archaeological Sci., 36, 4, 973 – 979.*
- RUEDRICH, J. & SIEGESMUND, S., 2007: Salt and ice crystallisation in porous sandstones. *Environ. Geol., 52, 2, 225 – 249.*
- SCHEFFLER, S. M. & NORMADIN, C. K., 2004: Dimension stone durability: Evaluation of climatic data for several European and North American cities. In: *Příkryl, R. (ed.): Dimension Stone 2004 – New Perspectives for a Traditional Building Material: Proceedings of the International Conference in Dimension Stone, 14 – 17 June, Prague, Czech Republic, 203 – 210.*
- STEWART, T. W. & MOORE, D. P., 2002: Displacement behaviour of the Checkerboard creek rock slope. In: *Jordan, P. & Orban, J. (eds.): Terrain stability and forest in the interior of British Columbia. Workshop Proceedings, May 23 – 25, B. C. Ministry of Forests, Canada, Technical Report 003, 178 – 190.*
- TORRACA, G. & WEBER, J., 1986: Poröse Baustoffe: Eine Materialkunde für die Denkmalpflege. (Reihe: Restaurierung, Konservierung, Technologie; 2). *Wien, Verlag Der Apfel, 130.*
- VALEČKA, J., 1979: Paleogeografie a litofaciální vývoj severozápadní části české křídové pánve. *Sbor. geol. Věd, Geol., 33, 47 – 81.*
- VALEČKA, J., 1989: Sedimentology, stratigraphy and cyclicity of Jizera Formation (Middle-Upper Turonian) in the Děčín area (N Bohemia). *Věst. Ústř. Úst. geol., Praha, 64, 77 – 91.*
- VARGAS JR., E., CASTRO, J. T., AMARAL, C. & FIGUEIREDO, R. P., 2004: On mechanisms for failure of some rock slopes in Rio de Janeiro, Brasil: thermal fatigue? In: *Lacerda, W. A., Ehrlich, M., Fontoura, S. A. B. & Sayão, A. S. F. (eds.): Landslides evaluation and stabilization. Proceedings of the Ninth International Symposium on Landslides, London. Taylor and Francis Group, 1, 1 007 – 1 013.*
- VÁŘILOVÁ, Z., 2002: A Review of selected sandstone weathering forms in the Bohemian Switzerland National Park, Czech Republic. In: *Příkryl, R. & Viles, H. A. (eds.): Understanding and managing of stone decay (SWAPNET 2001). Karolinum Press, Praha, 233 – 242.*
- VÁŘILOVÁ, Z., ŠTEFLOVÁ, D., HARTEL, H., MARKOVÁ, I., TRÝZNA, M., MAURICOVÁ, J., VOTÁPEK, A., MAREK, J. & BELISOVÁ, N., 2005: Plán péče o NPP Pravčická brána 2005 – 2014. *Manuskript. MŽP Praha, SNP ČŠ Kránská Lípa, 24.*
- VLČKO, J., JEZNY, M. & PAGÁČOVÁ, Z., 2005: Influence of Thermal Expansion on Slope Displacements. In: *Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F. & Wang, G. (eds.): Landslides: Risk Analysis and Sustainable Disaster Management. Proceedings of the First General Assembly of the International Consortium on Landslides. Washington, Springer Verlag, 7, 71 – 74.*
- VLČKO, J., BRČEK, M., VÁŘILOVÁ, Z. & ZVELEBIL, J., 2009: Deformation monitoring at cultural and natural heritage sites. In: *World Danxia, 2nd Collection, First International Symposium on Danxia Landform, Danxiashan, Guangdong China, 317 – 324.*
- WATSON, A. D., MOORE, D. P. & STEWART, T. W., 2004: Temperature influence on rock slope movements at Checkerboard Creek. In: *Lacerda, W. A., Ehrlich, M., Fontoura, S. A. B. & Sayão, A. S. F. (eds.): Landslides: evaluation and stabilization. Proceedings of Ninth International Symposium on Landslides London. Taylor and Francis Group, 1, 1 293 – 1 298.*
- WINKLER, E. M., 1994: Stone in architecture, properties, durability. Third, Completely Revised and Extended Edition. *Berlin, Springer Verlag, 280.*
- ZVELEBIL, J., ČÍLEK, V. & STEMBERK, J., 2002: Partial results of monitoring of stability deterioration on Pravčice Rock Arch, NW Bohemia. In: *Příkryl, R. & Viles, H. A. (eds.): Understanding and managing of stone decay (SWAPNET 2001). Karolinum Press, Prague, 243 – 261.*

Rukopis doručený 17. 12. 2009

Revidovaná verzia doručená 12. 2. 2010

Rukopis akceptovaný red. radou 7. 9. 2010

Temperature field determination at the Pravčická brána sandstone rock arch (Czech Republic) from the diurnal and annual temperature waves

The Pravčická brána rock arch, the best known attraction of the Bohemian Switzerland, is located at the Czech-Germany border (415 meters above sea level) about 20 km north of the town Děčín. The Pravčická brána rock arch is formed by the Upper Cretaceous thick-bedded sandstones. It is the biggest rock arch in Europe. It spans 26.5 m and its height is 16 m. The rock ceiling is relatively subtle (its width at the narrowest point is 7.5 m and the thickness of the rock beam is 2.5 m (Fig. 1). Because of its geometry and exposition, the Pravčická brána rock arch is strained not only by the load that is due to its own weight but also by temperature variations

and other climatic factors. The climatic factors affect the arch both directly in the form of dynamic impacts, and indirectly, acting as the driving force of physical and chemical weathering. Accounting these circumstances, serious concerns arise regarding the stability of the arch body and there are the fears that it could become damaged (Čílek et al., 2006). Since the arch is declared as a National Nature Monument, its protection has become one of the main management tasks of the Bohemian Switzerland National Park Administration (Vařilová et al., 2005; Härtel et al., 2008). Information on the current activity and the kinematics of the deformation behavior of

the arch body have been collected since 1993 by means of dilatometric measurements of displacements carried out at the selected locations within the arch body.

The heat transfer is related to the kinetic energy of molecules. The greater a material's temperature, the greater thermal agitation of its constituent molecules as manifested both in linear motion and vibration modes. It is natural for regions containing greater molecular kinetic energy to pass this energy to regions with the less kinetic energy. This mechanism is expressed by the *Fourier's Law of Heat Conduction*.

Two methods to determine heat transfer in a rock mass can be used: direct *in situ* measurements and analytical computation. Both procedures although biased by the causality, are necessary, because the results gained from *in situ* measurements provide input data for analytical calculation, while computed results refer to ideal bodies and provide important standards concerning heat transfer in solid bodies. When these results are compared, it can be determined if the heat transfer in the rock mass measured *in situ* is realistic or error laden.

In 2006, altogether five thermocouples were installed in the Pravčická brána rock arch; three of these were placed at 10, 40 and 90 cm depths in the eastern section of the rock body and two other were placed in the western section at

the depths 40 and 90 cm (Fig. 3). The temperature data was collected at 1 hour intervals in a manner which acquired data record outside the daily maximum and minimum as highly important data in order to estimate temperature range (amplitudes) in the different time periods (days, year). These values allow to determine the spatial and temporal variations in the heat transfer; e.g. velocity, time lags, etc.

From the data sets we calculated mean diurnal and annual amplitudes (Tab. 2, chapt. Temperature amplitude and temperature range), thermal conductivity (Tab. 3, chapt. Thermal conductivity) as well as mean surface temperature amplitudes (Tab. 4, chapt. Daily and annual thermal wave). Mean annual amplitude of the rock surface (A) corresponds to 25.81 °C and the thermal conductivity (α) for annual period was estimated to $3.05960 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

In Fig. 8 we can distinguish the diurnal and annual penetration depth within the sandstone rock body. Diurnal thermal cycles are manifested up to a depth of 150 cm, annual thermal cycles penetrate to the depth up to 950 cm. The comparison of the two applied procedures proved that there is a relevant relationship between the calculated and the *in situ* measurements, and both essentially follow the same trend; a slight difference was found only at the 40 cm depth level which is probably due to structural heterogeneity of the sandstone rock mass.

Posúdenie vplyvu degradačných laboratórnych skúšok na kamene pomocou optickej porozimetrie

TATIANA DURMEKOVÁ¹, ANDREJ JANEĽA² a RENÁTA ADAMCOVÁ¹

¹Katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava;
durmekova@fns.uniba.sk

²Kolkáreň 28/35, 976 81 Podbrezová;
yanegster@gmail.com

Assessment of laboratory deterioration tests impact on stones by means of optical porosimetry

Optical porosimetry is a technique of a detailed study of porosity in discontinuous materials. The paper describes results of the optical porosimetry method applied to the analysis of natural and agglomerated stones used as building material that have been submitted to laboratory degradation tests first on. Visual and digital analyses have been carried out before and after the freeze/thaw tests and before and after the salt crystallization tests. Changes in rock microstructure predominantly in the structure of the pore network due to laboratory weathering tests were identified and illustrated.

Key words: optical porosimetry, frost resistance test, salt crystallization test, natural and agglomerated stone

Úvod

Najčastejšie používanými laboratórnymi skúškami simulujúcimi prirodzené zvetrávanie prírodného kameňa vplyvom klimatických činiteľov sú stanovenie odolnosti proti pôsobeniu mrazu a stanovenie odolnosti proti kryštalizácii solí s použitím roztoku vodnatého síranu sodného – mirabilitu, známeho i pod názvom Glauberova soľ. Obidve skúšky patria medzi najzákladnejšie štandardné skúšobné postupy pri posudzovaní vhodnosti prírodného kameňa na stavebné účely. Podľa normového postupu je výsledkom obidvoch skúšok zistenie zmeny hmotnosti vzoriek, resp. v prípade rozpadu vzoriek uvedenie počtu cyklov, pri ktorých si daná vzorka ešte zachovala svoju celistvosť.

Následkom laboratórnych degradačných skúšok možno očakávať popri zmenách merateľných parametrov i kvalitatívne zmeny v mikroštruktúre hornín. Predpokladá sa napríklad výskyt iniciačných degradačných prvkov v štruktúre horniny, ako sú mikropukliny v dôsledku kryštalizačných napätí, ale tiež zväčšovanie primárnych pórov v dôsledku rozpúšťania niektorých minerálnych zložiek v hornine, čím dochádza ku zvýšeniu celkovej i efektívnej pórovitosti. Za účelom detekcie, identifikácie a posúdenia uvedených zmien v pórovej sieti vybraných hornín bola použitá optická porozimetria, ktorá vizualizáciou pórovej siete umožňuje detailné štúdium množstva pórov v hodnotenom materiáli, ich veľkostnú distribúciu, tvar, celkové rozloženie v priestore i vzájomnú prepojenosť.

Metodika výskumu a výber vzoriek

Vzorky prírodného kameňa boli odobraté na výskum vo forme blokov hornín s označením orientácie vyjadrujúcej ich pozíciu v horninovom masíve. Z blokov boli v laboratóriu pripravené skúšobné telieska – valčeky dĺžky 50 mm a priemeru 34 mm, a to v smere kolmom na vrstevnatosť a v smere paralelnom so smerom vrstevnatosti. Vzorky umelého kameňa poskytol výrobca, firma VASPO so sídlom v Trenčianskej Turnej. Na zhotovených pravidelných skúšobných telieskach boli stanovené základné fyzikálne vlastnosti – merná hmotnosť, objemová hmotnosť, pórovitosť, nasiakavosť, pevnosť v jednoosom tlaku a rýchlosť šírenia ultrazvukových vln podľa štandardných postupov.

Časť vzoriek bola podrobená skúške mrazuvzdornosti. Realizovaných bolo 25 cyklov striedavého zmrazovania nasýtených vzoriek pri teplote do -18°C a rozmrazovania vo vodnom kúpeli izbovej teploty ($20 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$). Druhá časť vzoriek bola podrobená skúške odolnosti proti kryštalizácii solí, pozostávajúcej z 15 cyklov striedavého máčania v 14 % roztoku $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ a vysušenia (STN EN 12370, 2002). Okrem štandardného vyhodnotenia zmeny hmotnosti vzoriek po realizácii degradačných skúšok a opakovaného zisťovania niektorých fyzikálnych parametrov, boli vzorky študované aj metódou optickej porozimetrie s cieľom špecifikovať vizuálne (subjektívne) i digitálne (objektívne) zmeny v pórovej sieti hornín,

Tab. 1
Základné fyzikálne vlastnosti skúmaných hornín
Basic physical properties of studied rocks

Litologický typ Lokalita	Skrátené označenie	Objemová hmotnosť (g · cm ⁻³)	Celková pórovitosť (%)	Hmotnostná nasiakavosť (%)	Pevnosť v jedno- osom tlaku (MPa)
pieskovec Spišské Tomášovce	STP	2,719	2,5	0,56	120,1
pieskovec Levočská Dolina	LDP	2,498	7,2	2,53	118
pieskovec Hertník	HP	2,551	5,1	1,81	98,7
pieskovec Livovská Huta	LHP	2,552	4,7	1,36	113,8
pieskovec St. Lubovňa – Kremná	SLKP	2,637	1,8	0,64	133,1
pieskovec Kežmarok	KŽP	2,383	11,5	4,22	61,9
pieskovec Králiky	KP	2,098	24,1	7,77	26
travertín Spišské Podhradie	TR	2,435	8,8	4,09	58,5
ryolit Hliník n/Hronom	RH	2,202	15,9	3,82	139,4
umelý kameň firma VASPO	VASPO	1,911	29,4	8,95 – 9,29	22,4

predstavujúcej dôležitý štruktúrny prvok, od ktorého podstatne závisia viaceré významné fyzikálne vlastnosti (Janega a Durmeková, 2004).

Výskum optickej pórovitosti bol realizovaný na trojiciach vzoriek, z ktorých jedna slúžila ako etalón, druhá bola podrobená testu odolnosti proti agresívnemu chemickému roztoku a tretia skúške mrazuvzdornosti. Pred analýzou boli vzorky hornín impregnované silne zafarbenou nízkoviskóznou živcou Araldit v podmienkach nízkeho až stredného vákuu, pri teplote 60 °C. Polymerizácia prebiehala počas 7 dní v tlakovej komore pri tlaku 1,5 MPa a teplote 60 °C. Následne boli vyhotovené výbrusy bez prístupu vody. Z nich bol pre každú vzorku pomocou CCD kamery a petrografického mikroskopu nasnímaný reprezentatívny súbor snímok, ktoré boli upravené a binarizované pre potreby objektívnej analýzy. Zo záberov bola vykonaná digitálna analýza pórovej siete pomocou programu Geoanal 2.0.

Vizuálna analýza pórovej siete (VAO) je založená na mikroskopickom pozorovaní priestorových vzťahov medzi jednotlivými elementmi pórovej siete a ďalšími zložkami materiálu, genetickej identifikácii jednotlivých skupín pórov, definovaní ich geometrie, ako aj na identifikácii procesov vedúcich ku vzniku (porogenéza) či k zániku (poronekróza) pórovitosti. Vizuálne vyhodnotenie je do určitej miery subjektívnou analýzou

a v konečnom dôsledku vedie k stanoveniu pórových typov (ďalej len PT).

Celková digitálna analýza pórovej siete (DAO) pozostáva z viacerých čiastkových analýz (Ehrlich et al., 1991): 1. analýza celkovej optickej pórovitosti (angl. *total optical porosity analysis*), 2. analýza veľkostnej distribúcie pórov SCA (angl. *size-count analysis*), 3. analýza miery prepojenia pórovej siete EDA (angl. *erode-dilate analysis*).

Analýza celkovej optickej pórovitosti sa vykonáva meraním zastúpenia skúmanej fázy v súbore binarizovaných mikroskopických snímok. Skúmanú fázu v tomto prípade predstavujú tzv. „porely“, t. j. plochy, ktoré reprezentujú pórové priestory v rovine mikroskopického výbrusu. Po štatistickom vyhodnotení súboru nameraných hodnôt možno získať nasledovné základné parametre:

- *Celková optická pórovitosť* (ďalej len TOP) – fyzikálne zodpovedá efektívnej, teda otvorenej pórovitosti v hornine. Ide o pomer všetkých voľných priestorov v hornine, ktoré sú vyplnené farebnou polymerizujúcou látkou v procese vákuovej impregnácie, k jej celkovému objemu. Štandardne sa udáva v %. Vyhodnocuje sa štatisticky zo súboru meraní a najlepšie ju vystihuje aritmetický priemer.

- *Štruktúrna homogenita pórovej siete* – parameter, ktorý kvantifikuje rovnomernosť rozloženia pórovitosti v skúmanom objeme vzorky horniny. Stanovuje sa ako *koeficient variácie* pre daný súbor meraní. V základnom

Tab. 2

Výsledky digitálnej analýzy optickej porozimetrie (DAO) pôvodných hornín a hornín po skúškach odolnosti proti kryštalizácii solí
Results of the digital analysis of untreated rocks and after salt crystallization tests

Litologický typ	Celková optická pórovitosť (%)		Štruktúrna homogenita pórovej siete		Prepojenosť pórovej siete (%)	
Lokalita	pred skúškou	po skúške	pred skúškou	po skúške	pred skúškou	po skúške
pieskovec Livovská Huta	0,5	0,4	3,4305	1,1111	45	44,7
pieskovec Králiky	12,3 – 13,0	20,4	0,236	0,1731	60,8	65,7
travertín Spišské Podhradie	4,9 – 7,6	7,4	2,1228	1,1641	53,2	63,8
ryolit Hliník n/Hronom	2,5	3,4	2,1704	1,0977	71,7	64,5
umelý kameň firma VASPO	6,4	7,5	0,9386	1,2719	43,5	50

tvare nemá rozmer a jeho číselná hodnota klesá k 0 s narastajúcou homogenitou pórovej siete.

- *Smerodajná odchýlka* – charakterizuje rozptyl nameraných hodnôt od strednej hodnoty, teda hodnoty TOP.

Súbor testovaných hornín tvorili prevažne pieskovce z územia Slovenska; vybraných bolo 7 typov pieskovcov rôzneho minerálneho zloženia a rozdielnej pórovitosti. Okrem pieskovcov bol sledovaný travertín zo Spišského Podhradia a ryolit z Hliníka nad Hronom. Obidve horniny sa používajú na stavebné a dekoračné účely. Súbor prírodných kameňov dopĺňal jeden typ konglomerovaného (umelého) kameňa z produkcie slovenskej firmy, vzhľadovo verne imitujúci prírodný kameň a používaný ako interiérový i exteriérový obkladový materiál. Prehľad skúmaných litologických typov so stanovenými základnými fyzikálnymi vlastnosťami je v tab. 1.

Výsledky výskumu

Výsledky získané digitálnou analýzou pórovej siete (DAO)

Na základe výsledkov optickej porozimetrie bolo možné rozdeliť vzorky hornín do troch skupín:

A. vzorky s TOP blízkou 0 (nemerateľnou) – pieskovce z lokalít Spišské Tomášovce a Stará Ľubovňa – Kremná;

B. vzorky s nízkou, ale merateľnou TOP – pieskovce z lokalít Levočská Dolina, Hertník, Livovská Huta a Kežmarok;

C. vzorky s vysokou TOP – pieskovec z lomu Králiky, ryolit, travertín a umelý kameň VASPO.

Zo súboru horninových typov boli optickou porozimetriou po skúške mrazuvzdornosti skúmané iba pieskovce.

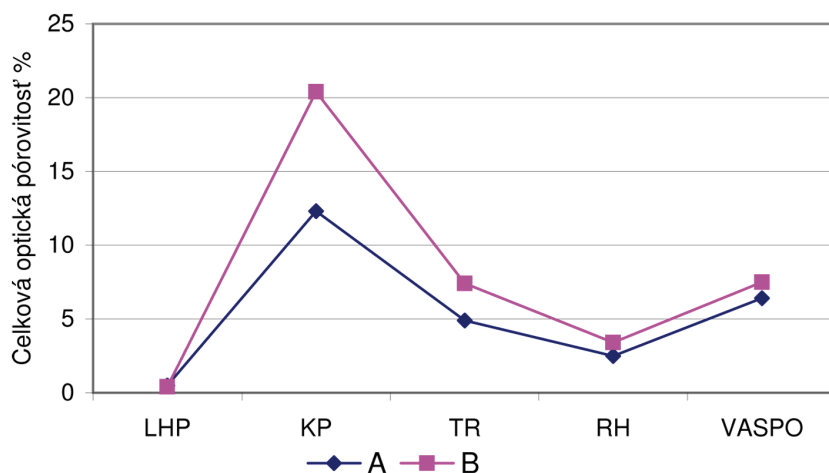
Vo vzorkách podrobených skúške odolnosti proti kryštalizácii solí sa prejavili výraznejšie rozdiely parametrov získaných z digitálnej analýzy, ako po skúške mrazuvzdornosti. Stanovené parametre ako TOP, štruktúrna homogenita a prepojenosť pórovej siete čerstvých vzoriek i vzoriek podrobených skúške odolnosti proti

kryštalizácii solí sú uvedené v tab. 2 a znázornené graficky na obr. 1 a obr. 2.

Obr. 1 porovnáva TOP pôvodných vzoriek a vzoriek podrobených opakovanému máčaniu v roztoku síranu sodného. Najväčšie rozdiely sú badateľné na vzorkách s najväčším obsahom CaCO_3 , čo je travertín (TR) a vápenatý pieskovec z lokality Králiky (KP). V obidvoch prípadoch je iníciačná pórovitosť dostatočne vysoká na to, aby roztoky soli prenikli hlbšie do štruktúry hornín, kde nastala reakcia agresívneho roztoku s vápenatým materiálom. Toto pravdepodobne viedlo ku zväčšeniu rozmerov existujúcich pórov. Vzorka pieskovca je makroskopicky štruktúrne homogénna, preto je u nej tento predpoklad veľmi pravdepodobný. Travertín je makroskopicky heterogénny, má usmernenú štruktúru s prítomnosťou megapórov, preto je možné, že vzorka podrobená skúške soľou mala už pred ponorením do roztoku inú pórovitosť ako vzorka použitá na stanovenie pórovitosti pred skúškou. Uvádzaná rozdielna hodnota TOP pred a po skúške môže byť preto zapríčinená prirodzenou štruktúrnou heterogenitou dvoch skúšobných teliesok. V prípade pieskovca z lokality Králiky možno pozorovať v súlade s výrazným nárastom TOP aj zlepšenie komunikácie medzi pórmí, čo môže indikovať rozšírenie pórov, prípadne vznik nových pórových prahov.

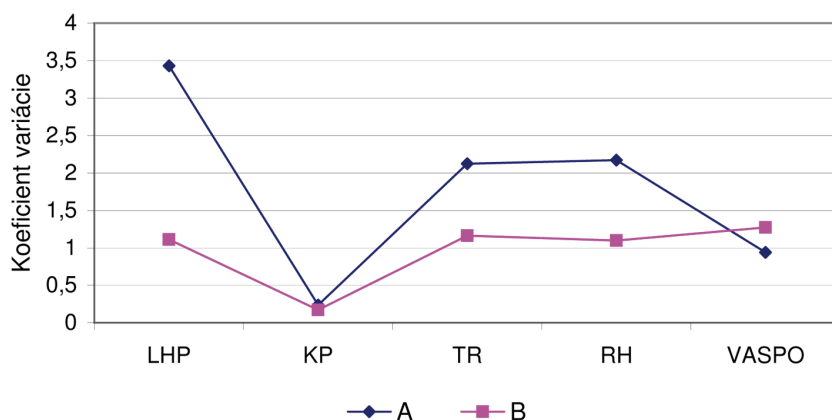
Menší, avšak výrazný rozdiel pórovitosti po skúške v sírane sodnom bol zaznamenaný vo vzorkách ryolitu (RH) a umelého kameňa (VASPO). V ryolite je zrejmy vyšší výskyt hlavného pórového typu (priestory po porfyrických výrastliciach), a ako je ďalej uvedené vo vizuálnej analýze, vplyv roztokov na rozpúšťanie živcov nie je vylúčený. Napriek nárastu TOP bol zaznamenaný výrazný pokles miery prepojenia pórovej siete (tab. 2). Čiastočne síce ide o vplyv makropórov PT1, ale hlavným dôvodom je prítomnosť megapóru PT2, vezikulárneho póru, ktorý ako extrémna hodnota zvyšuje rozptyl výsledkov meraní.

V prípade umelého kameňa VASPO je rozdiel pórovitosti okrem náhodnej makroštruktúrnej nerovnorodosti (vyšší obsah vysoko pórovitých častíc v testovanej vzorke) spôsobený aj omnoho vyšším výskytom mikrofrakturnej



Obr. 1. Celková optická pórovitosť vzoriek nepodrobených (A) a podrobených (B) skúške v solnom roztoku.

Fig. 1. Total optical porosity of untreated samples (A) and samples after crystallization tests (B).



Obr. 2. Miera štruktúrnej homogenity pórovej siete vzoriek nepodrobených (A) a podrobených (B) skúške v solnom roztoku.

Fig. 2. Structure homogeneity of pore net of untreated samples (A) and samples after crystallization test (B).

pórovitosti vo vzorke po degradačnom teste. Táto má rovnomernú distribúciu v pozorovanej ploche, čím nenaruša pôvodne vysokú rovnorodosť pórovej siete (obr. 2). Vo všeobecnosti s nárastom TOP zvykne vzrásť aj homogenita pórovej siete.

Vo vzorke pieskovca z Livovskej Huty (LHP) je TOP vo všeobecnosti veľmi nízka a nič nenaznačuje jej ovplyvnenie degradačným testom. Štruktúrna homogenita pórovej siete sa však skúškou výrazne zlepšila.

Výsledky získané vizuálnou analýzou pórovej siete (VAO)

Vplyv skúšky mrazuvzdornosti

Na základe vizuálneho pozorovania a porovnávania vzoriek nepodrobených a podrobených skúške mrazuvzdornosti bolo možné konštatovať nasledujúce skutočnosti:

Vo vzorkách zadelených do skupiny A, tzn. s nemerateľnou TOP, neboli vizuálnou analýzou pozorované nijaké otvorené mikroštruktúry, ktoré by mohli preukázateľne súvisieť s pôsobením mrazu. Ojedinele boli v okrajovej časti

vzoriek identifikované uzavreté mikrofraktúry, obmedzené iba na organodetrilitické karbonátové fragmenty (obr. 3).

Na vzorkách skupiny B, tzn. s nízkou TOP, boli v povrchových častiach pozorované ojedinelé mikrotrhliny, ktoré vznikli následkom pôsobenia mrznúcej vody. Ide o degradačné mikroštruktúry v dôsledku mechanického namáhania striedavým zamrzávaním a rozmrazovaním. V podobe výrazných, otvorených a dokumentovateľných mikropuklín sú viditeľné napr. v pieskovci z Livovskej Huty (obr. 4) a v pieskovci z lokality Kežmarok (obr. 5). Mikropukliny sa vyznačujú nasledujúcimi znakmi: a) sú otvorené; b) sú priebežné, tzn. prechádzajú minerálnymi zrnami, ako aj hranicami medzi nimi; c) viažu sa na okrajové časti skúšobných telies; d) majú nerovný priebeh a rozvetvujú sa; e) majú náhodný výskyt.

Vo vzorke pieskovca z lomu Králiky zaradeného do skupiny C neboli napriek vysokej TOP vizuálne pozorované nijaké nové otvorené štruktúry, ktoré by bolo možné dať do súvisu s pôsobením mrazu. Vplyv skúšky sa prejavil iba na povrchu skúšobných teliesok, veľkostná distribúcia pórov vnútri vzorky nebola zmenená. Vzhľadom na slabé štruktúrne väzby medzi zrnami nastala dezintegrácia

pripovrchových častí, ktoré sa následne oddelili, čo sa prejavilo miernym úbytkom hmotnosti po skúške.

Vplyv skúšky odolnosti proti kryštalizácii solí

Výskum optickej pórovitosti po skúške odolnosti proti kryštalizácii solí bol realizovaný na dvoch typoch pieskovcov s rozdielnou pórovitosťou (Králiky a Livovská Huta), na travertíne zo Spišského Podhradia, ryolite z lomu Hliník nad Hronom a umelom kameni VASPO. Vzhľadom na rozdielnu genézu a minerálne zloženie hodnotených hornín, a s tým súvisiaci výskyt rôznych pórových typov, bol i prejav skúšky odolnosti proti agresívnemu roztoku odlišný.

Pieskovec – Livovská Huta: Ide o živcovo-kremitý pieskovec s karbonátmi, strednozrnný až hrubozrnný s podpornou štruktúrou matrixu. Textúra je všesmerná – masívna. Hlavným minerálom je kremeň (cca 50 %), nasledujú živce, z ktorých väčšina je karbonatizovaná (cca 12 %), karbonáty (cca 8 %) a slúda zastúpená muskovitom (cca 3 %). Nealterované plagioklasy majú asi 5 % zastúpenie. Prevažne dotkový cement (cca 17 %) je zmesou karbonátov, kremeňa a Fe-oxidov. Zvyšok tvoria úlomky hornín a biotit.

Hornina má nízku TOP tesne nad hranicu merateľnosti, nepresahuje hodnotu 0,5 %. Pórová sieť je tvorená predovšetkým intergranulárnymi kompaktnými pórmí (obr. 6), navzájom izolovanými, bez pórových prahov (póry iného typu sprostredkujúce komunikáciu medzi pórmí). Póry majú kompaktnú geometriu a vo výbruse sa zdá, že sú izolované od okolia, ich výskyt je ojedinelý, avšak skôr zákonitý ako náhodný, ich distribúcia je pomerne rovnomerná a rozmerovo zodpovedajú mikropórom, tzn. majú veľkosť 10^{-1} až 10^{-4} mm (Čabalová a Caňo, 1991).

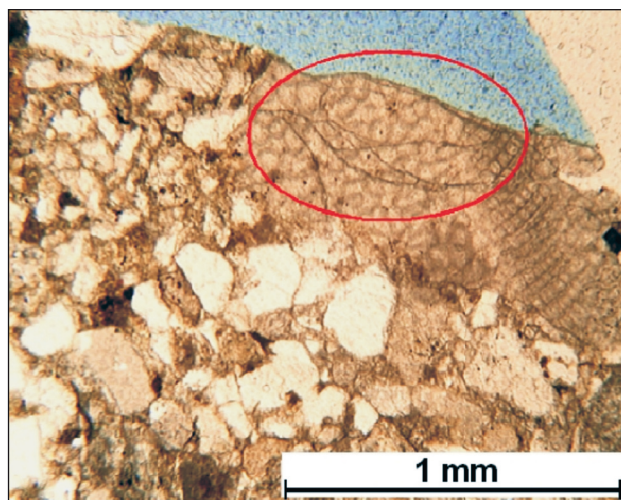
Porovnávaním vzoriek podrobených a nepodrobených skúške odolnosti proti kryštalizácii solí neboli vizuálne zistené rozdiely v pórovej sieti, ktoré by bolo možné jednoznačne prisúdiť degračnej skúške.

Pieskovec – Králiky: Horninu možno klasifikovať ako kremito-vápenatý pieskovec s prímiesou organogénneho materiálu. Štruktúra je strednozrnná až jemnozrnná s podporou kryštalického matrixu. Textúra je masívna. Hlavnou zložkou v hornine sú karbonáty, ktoré sú tvorené organogénnymi fragmentmi a autigénnymi kryštálmi, ktoré tvoria súvislý matrix. Celkové zastúpenie karbonátov v hornine vrátane matrixu je cca 65 %. Druhou významnou zložkou je kremeň (cca 22 %) vo forme dobre vytriedených oválnych až subangulárnych zŕn. V malom množstve sa vyskytuje muskovit. Matrix je tvorený spomínaným autigénnym kryštalickým karbonátovým cementom s nepatrnou lokálnou prímiesou kremeňa.

TOP tvorí značnú časť objemu horniny (13 %). Dominujúci typ pórovitosti (pórový typ 1) je zastúpený intergranulárnymi pórmí prepojenými pomocou pórových

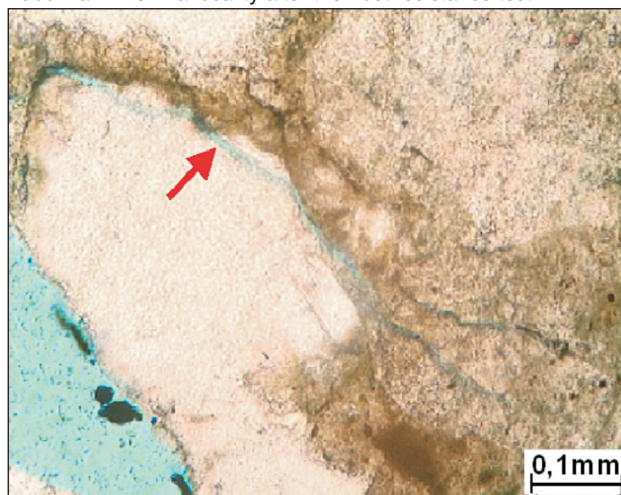
Obr. 5. Pieskovec z Kežmarku – mikrofraktúry v okrajovej časti vzorky vzniknuté vplyvom mrznúcej vody.

Fig. 5. Sandstone from Kežmarok – micro-cracks in near surface parts of the sample caused by the freezing water.



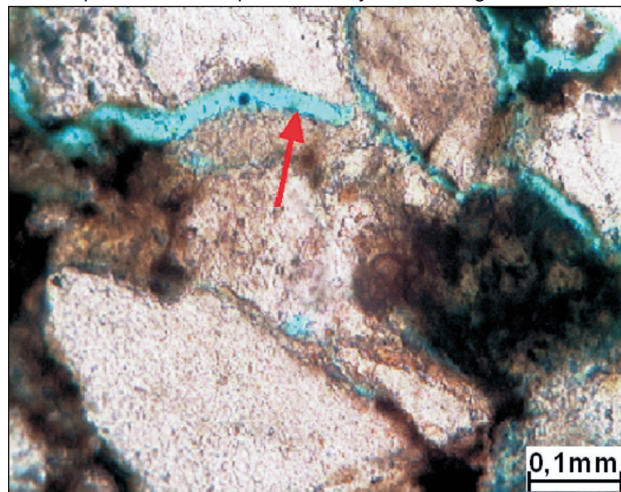
Obr. 3. Uzavreté mikrofraktúry pozorované v pieskovci z lokality Stará Lubovňa – Kremná po skúške mrazuvzdornosti.

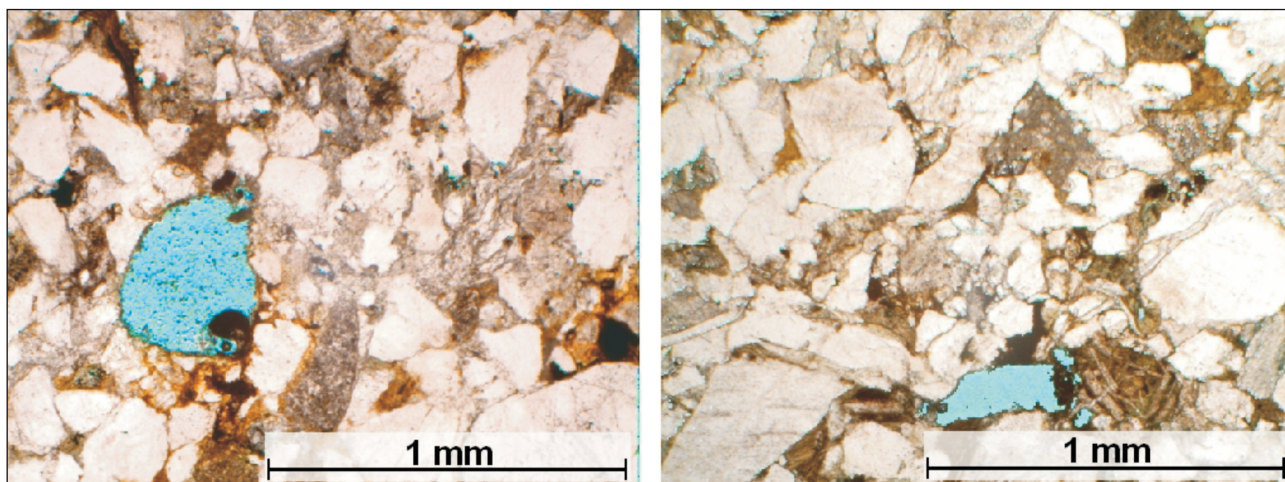
Fig. 3. Closed micro-cracks observed in the sandstone Stará Lubovňa – Kremná locality after the frost resistance test.



Obr. 4. Pieskovec z Livovskej Huty – mikrofraktúry v okrajovej časti vzorky vzniknuté vplyvom mrznúcej vody.

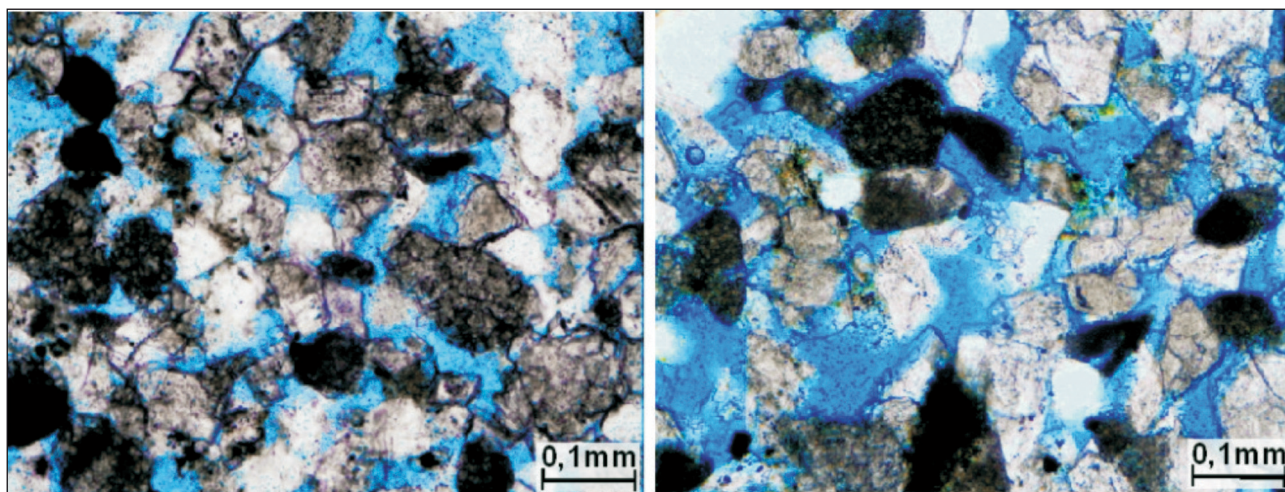
Fig. 4. Sandstone from Livovská Huta – micro-cracks in near surface parts of the sample caused by the freezing water.





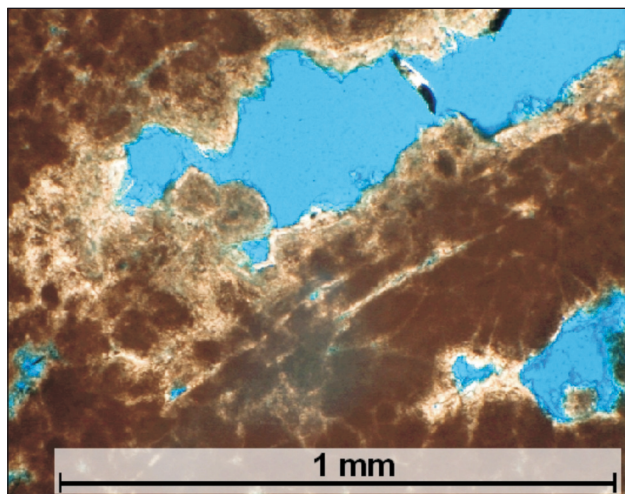
Obr. 6. Medzizrnová pórovitosť v pieskovci z Livovskej Huty.

Fig. 6. Intergranular porosity of the sandstone from Livovská Huta.



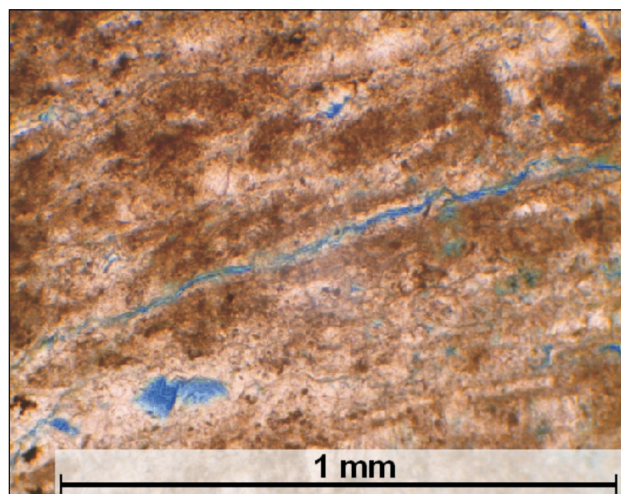
Obr. 7. Pórová sieť v pieskovci z Králik; vľavo pôvodná hornina, vpravo vzorka po skúške v solnom roztoku.

Fig. 7. The pore network in the sandstone from Králiky; untreated rock on the left, sample after the salt crystallization test on the right.



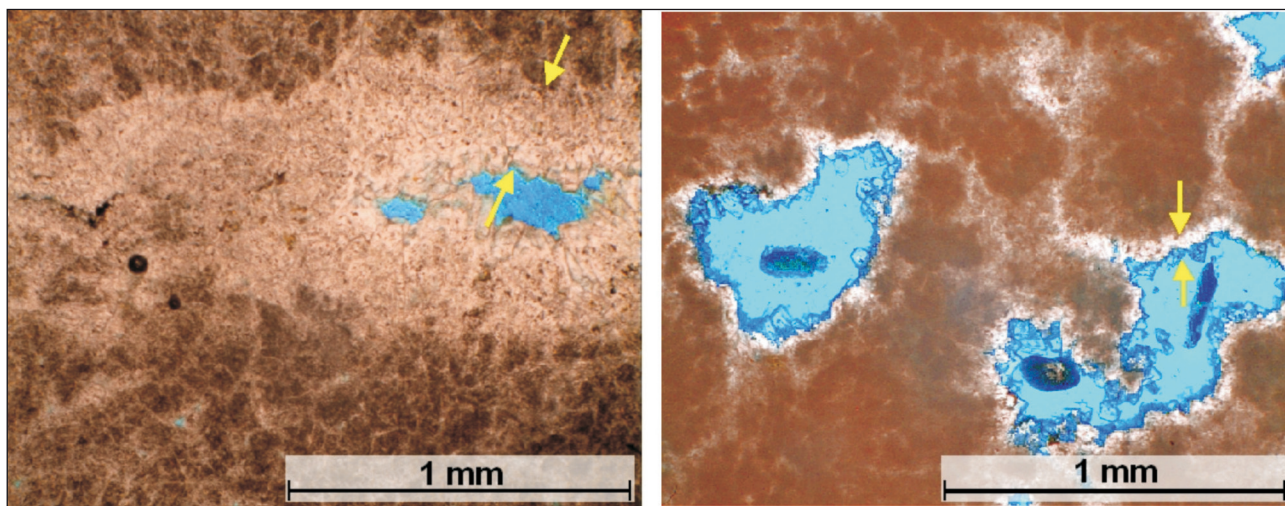
Obr. 8. Primárna pórovitosť travertínu z lomu Spišské Podhradie.

Fig. 8. Primary porosity of the travertine from the Spišské Podhradie quarry.



Obr. 9. Sekundárna pórovitosť travertínu spôsobená rozpukaním.

Fig. 9. Secondary porosity of the travertine due to fractures.



Obr. 10. Výrazne vyvinutý mikrokryštalický lem okolo póru, pozorovaný v pôvodnej vzorke travertínu (vľavo), bol značne zredukovaný v testovanej vzorke po skúške odolnosti proti kryštalizácii solí (vpravo).

Fig. 10. Thick microcrystalline pore rim observed in the untreated travertine (left) was significantly reduced in the tested sample (thin rim) after the salt crystallization test.

prahov, čo vytvára veľmi efektívnu pórovú sieť. Ide o primárnu pórovitosť pretvorenú sekundárnym vývojom (obr. 7 – vľavo). Ostatné typy pórovitosti sú v porovnaní s prvým typom, čo sa týka zastúpenia, bezvýznamné.

Zmeny pórovitosti pieskovca po skúške v agresívnom roztoku soli sa s určitostou dejú v hlavnom pórovom type a principiálne ide o porogenézu – chemické rozpúšťanie a zväčšovanie pórových priestorov na úkor karbonátového tmelu. Ide teda o obnovu a rozvíjanie už existujúcich intergranulárnych pórov (obr. 7 – vpravo).

Travertín – Spišské Podhradie: Pórovitosť je reprezentovaná makroskopickými pórmami až dutinami rôzneho tvaru a veľkosti. Ide o primárny typ pórovitosti, charakteristický pre horniny penovcového typu (obr. 8). Logicky väčšie kvantitatívne zastúpenie majú menšie veľkostné triedy – mikropóry, ktoré však plnia v porovnaní s makropórmami podradnú funkciu. Geometria menších pórov je kompaktná, pričom miestami sa spájajú do komplexnejších foriem. Väčšie póry sú skôr zložitejšieho tvaru, často predĺžené v jednom smere. Priestorová distribúcia v rámci vzorky je v mikroskopickom meradle nepravidelná, čo je spôsobené jej štruktúrnou heterogenitou na tejto úrovni, aj napriek monominerálnemu zloženiu horniny. Na stenách pórov je zreteľne pozorovateľná sekundárna kryštalizácia, teda póronekrotický jav v dôsledku vyzrážania CaCO_3 , ktorý vytvára často hrubé, inokedy tenšie mikrokryštalické lemy. Pre celkovú pórovitosť má tento pórový typ rozhodujúci význam.

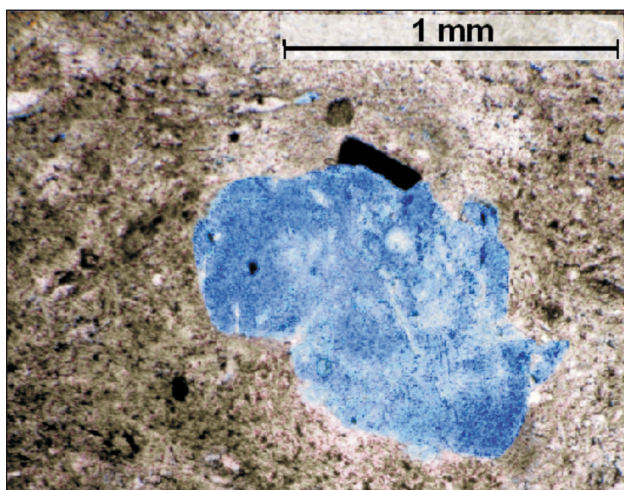
Sekundárna pórovitosť je puklinová. Je zastúpená jemnými mikrofraktúrami, ktoré navzájom prepájajú niektoré primárne póry. Mikropukliny sa javia ako uzavreté, len miestami sú aj otvorené (obr. 9). Vzhľadom na svoje rozmery majú značnú priebežnosť v rámci pozorovanej plochy. Otvorenejšie pukliny sú nerovné, uzavretejšie majú zase priamejší priebeh, ktorý možno označiť ako subparalelný so smerom lokálnej planárne orientovanej

stavby. Tieto sekundárne mikrofraktúry sú ojedinelé a v rámci pozorovanej plochy skôr náhodne priestorovo distribuované. Pre TOP má tento pórový typ zanedbateľný význam, avšak zlepšuje efektívnosť pórovej siete. Uzavreté mikrofraktúry majú kvantitatívne vyššie zastúpenie. Usmernená štruktúra travertínu je jednoznačnou predispozíciou pre vznik týchto pórov.

Medzi pôvodnou vzorkou a vzorkou podrobenou máčaniu v roztoku soli nebol zistený vizuálny rozdiel v typoch pórovitosti, ani v ich pomernom zastúpení. V porovnaní s testovanou vzorkou majú však primárne póry badateľne mohutnejšie vyvinuté mikrokryštalické lemy. Nie je vylúčené, že tenšie lemy v testovanej vzorke sú dôsledkom reakcie s agresívnym roztokom (obr. 10).

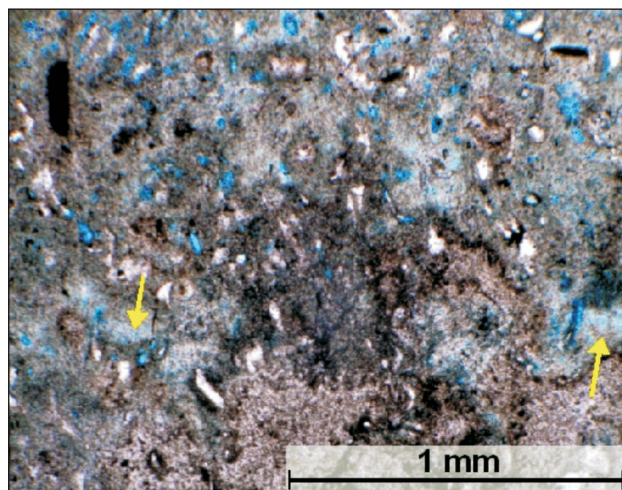
Ryolit – Hliník nad Hronom: Vo vzorke ryolitu boli zistené 3 hlavné typy efektívnej pórovitosti (PT1 až PT3). Najvýraznejším a najviac zastúpeným typom pórovitosti je intragranulárna pórovitosť sekundárna (PT1), ktorá vznikla rozpúšťaním porfyrických výrastlíc nestabilných minerálov, hlavne živcov. Geometria pórov je prevažne kompaktná, nakoľko kopíruje habitus kryštálov, spravidla úplne rozpustených (stĺpcovitý, obdĺžnikový, tabuľkovitý i menej izometrický). Póry sa javia ako uzavreté a pórové prahy úplne absentujú (obr. 11). Komunikácia prebieha pravdepodobne pomocou submikroporéznej siete vyvinutej v základnej hmote. Priestorová distribúcia je pomerne pravidelná. Na základe rozmerov možno póry priradiť ku mikroskopickým až makroskopickým. Na celkovú pórovitosť má tento pórový typ rozhodujúci vplyv. Tento typ pórovitosti pravdepodobne vznikol v procese alterácie – pôsobením hydrotermálnych roztokov.

PT2 je zastúpený pórmami prevažne makroskopických rozmerov. Môže ísť o pôvodnú – vezikulárnu pórovitosť, ktorá je charakteristická pre ryolitové horniny. Póry majú zložitú geometriu s možnosťou mierne lepšej vzájomnej komunikácie. Zastúpenie je výrazne nižšie ako pri prvom



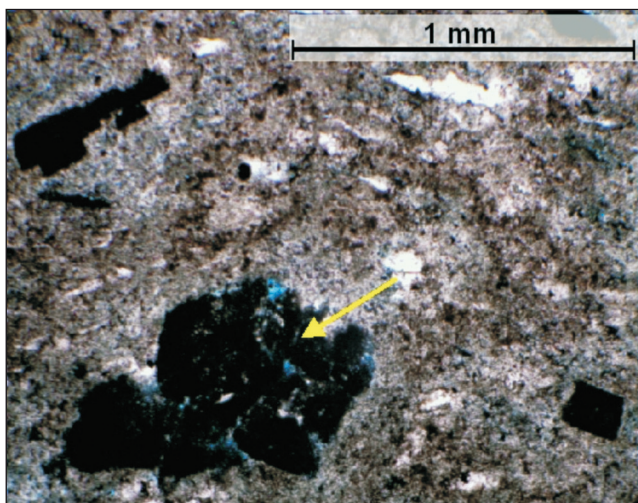
Obr. 11. Sekundárna medzizrnová pórovitosť – hlavný typ pórovitosti ryolitu (pseudomorfóza po plagioklase).

Fig. 11. Secondary intragranular porosity – the main porosity type of the rhyolite (pseudomorphosis after plagioclase).



Obr. 12. Submikroporézne oblasti v základnej hmote ryolitu.

Fig. 12. Sub-microporous areas in the matrix of the rhyolite.



Obr. 13. Postupný rozklad opakných minerálov v ryolite; pôvodná hornina vľavo, vzorka po skúške odolnosti proti kryštalizácii solí vpravo.

Fig. 13. Progressive dissolution of opaque minerals in the rhyolite; untreated rock on the left, sample after the salt crystallization test on the right.

opísanom type a distribúcia menej pravidelná. Na stenách pórov možno pozorovať počiatočné štádium póronekrózy – vyzrážanie kryštálov kremeňa. Pre celkovú optickú pórovitosť je tento pórový typ málo významný. Výraznou vlastnosťou tohto typu pórovitosti je nepravidelná distribúcia pórov v priestore.

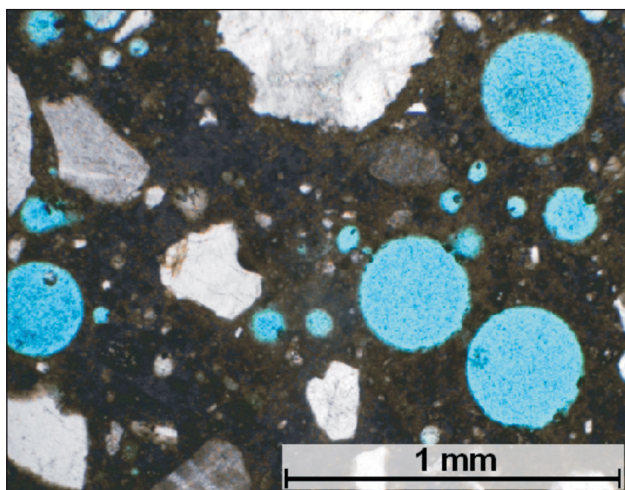
V základnej hmote ryolitu možno ešte pozorovať oblasti submikropórovitého charakteru (PT3), ktoré sú charakteristické svojím sfarbením (obr. 12). Z hľadiska TOP má tento typ pórovitosti zanedbateľný význam, avšak z hľadiska efektivity pórovej siete ide o najvýznamnejší spôsob komunikácie medzi pórmí predchádzajúcich typov. Sieť vznikla pravdepodobne rozpúšťaním v procese alterácie a lokálne prechádza až do mikropórov.

Po dôkladnom pozorovaní boli zistené nasledujúce rozdiely v pórovitosti vzoriek nepodrobených skúške

a vzoriek po skúške: PT1 je vo vzorke máčanej v solnom roztoku výrazne viac zastúpený, a to hlavne na úkor porfyrických výrastlíc, ktoré sú v pôvodnej vzorke lepšie zachované. V skúšanej vzorke je väčšina živcových porfyroblastov úplne rozpustená a opakné minerály sa nachádzajú vo vyššom štádiu rozkladu v porovnaní s pôvodnou vzorkou (obr. 13). Jednou z možných príčin tohto javu by mohlo byť pôsobenie agresívneho solného roztoku. Vo vzorke po testovaní v roztoku soli je takisto viac rozšírená submikropórovitosť (PT3) než v pôvodnej vzorke.

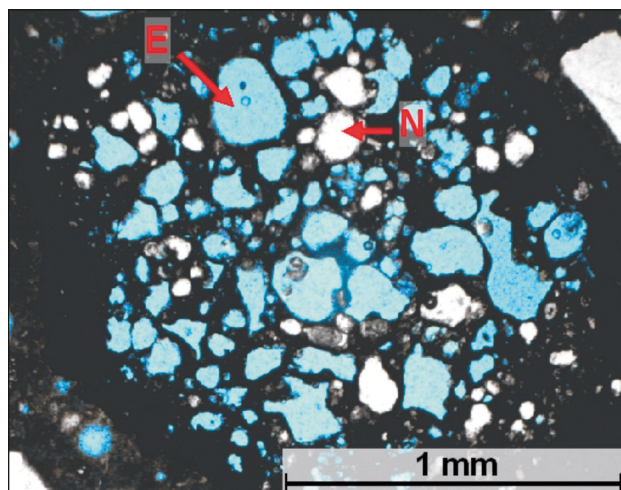
Umelý kameň VASPO: Vo vzorke konglomerovaného kameňa bolo možné identifikovať až 4 pórové typy, označené ako PT1 až PT4.

PT1 tvorí primárna, technologická pórovitosť vzniknutá v procese výroby. Svojou priestorovou pozíciou sa viaže



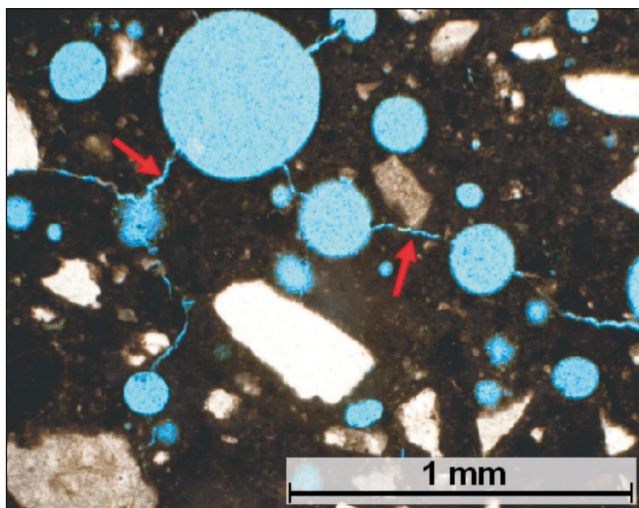
Obr. 14. Primárna technologická pórovitosť PT1 v základnej hmote umelého kameňa.

Fig. 14. Primary technological porosity PT1 in the matrix of the agglomerated stone.



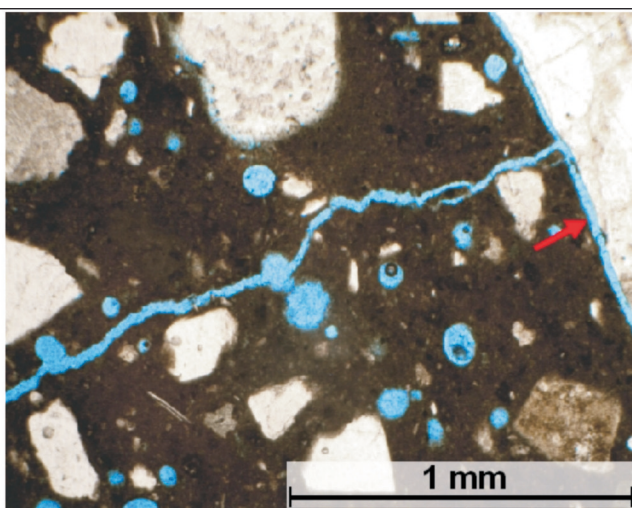
Obr. 15. Primárna intragranulárna pórovitosť PT2 expandovanej častice umelého kameňa (E – efektívna, N – neefektívna).

Fig. 15. Primary intragranular porosity PT2 of an expanded particle in the agglomerated stone (E – effective, N – non effective).



Obr. 16. Sekundárna pórovitosť PT4 umelého kameňa VASPO v dôsledku rozpukania po skúške odolnosti proti kryštalizácii solí: v pozícii pórových prahov pórov typu PT1 (vľavo) a v kontaktnej pozícii (vpravo).

Fig. 16. Secondary porosity PT4 of the agglomerated stone VASPO due to fractures after the salt crystallization test: in the connection position of PT1 pores (left) and in the contact position (right).



na jemnozrnný matrix. Tvorená je pórmi extrémne kompaktného, v mnohých prípadoch ideálne sférického tvaru (obr. 14). Póry sa javia ako uzavreté, avšak často komunikujú pomocou systému mikrofraktúr (PT4). Majú pravidelnú priestorovú distribúciu a tiež pomerne vyváženú veľkostnú distribúciu (kategória mikropórov). Ide o najvýraznejšie zastúpený pórový typ, pravdepodobne s najväčším významom pre TOP.

PT2 – intragranulárna technologická pórovitosť. Ide o primárny typ pórovitosti, ktorý sa viaže predovšetkým na sférické makroskopické častice s priemerom cca 3 až 4 mm, rozmiestnené vo vzorke nerovnomerne. Extrémne množstvo pórov a silne pórovitá štruktúra naznačujú, že ide pravdepodobne o expandovaný materiál so sklovitým povrchom. Póry majú temer pravidelné tvary. Ide o málo

efektívnu pórovitosť, nakoľko póry nie sú medzi sebou poprepájané pomocou viditeľných prahov a sú izolované od okolia, z dôvodu málo priepustného povrchu sférických častíc. Majú veľmi variabilné rozmery, ktoré štatisticky (vo väčšine prípadov) narastajú smerom do centra častíc. Veľkosťou ich možno zaradiť do kategórie mikro až makropórov. Zaujímavým javom, ktorý veľmi jasne dokazuje „uzavretosť“ niektorých pórov, a teda ich nízku efektívnosť, je existencia naimpregnovaných pórov a pórov, do ktorých impregnačná látka neprenikla, a to tesne vedľa seba (obr. 15). Z hľadiska výskytu ide o druhý najviac zastúpený pórový typ, porovnateľný s PT1, avšak s nižšou komunikačnou schopnosťou.

PT3 je intragranulárna pórovitosť v iných, prevažne horninových fragmentoch, ktoré sa použili pri výrobe

kameňa. Ide o zanedbateľný typ z hľadiska všetkých faktorov v porovnaní s ostatnými typmi pórov.

PT4 je pórovitosť frakturačná, teda sekundárna. Vo vzorke sa nachádza v dvoch pozíciách. Prvá varianta sa viaže predovšetkým na matrix a na póry PT1, ktorým plní funkciu pórových prahov (obr. 16 – vľavo). Druhá varianta sa nachádza v kontaktnej pozícii – na kontakte veľkých fragmentov litoklastického materiálu a matrixu (obr. 16 – vpravo). Niekedy lemuje aj celé fragmenty. Póry spolu komunikujú. Majú mikroskopické rozmery. Pukliny sú značne otvorené a silne priebežné, majú premenlivú hrúbku a nerovný priebeh. Orientácia je náhodná, ale distribúcia v priestore pomerne pravidelná.

Vizuálnou analýzou čerstvých a v roztoku soli máčaných vzoriek bol zistený zásadný rozdiel v zastúpení PT4. Zatiaľ čo vo vzorke neskúšanej v sírane sodnom má tento typ len pomerne nevýrazný sporadický výskyt, v skúšanej vzorke je jeho zastúpenie naopak veľmi výrazné, a to hlavne v priestorovom aj genetickom vzťahu k PT1. Na záberoch veľmi dobre vidieť „prahový“ charakter mikrofraktúr v kombinácii s PT1 (obr. 16). Aby bolo možné uvedený jav presvedčivo dať do vzťahu s vykonanými skúškami, bolo by vhodné analýzy opakovane overiť.

Zmena fyzikálnych vlastností

Po realizácii degradačných skúšok nastali zmeny vo fyzickom stave vzoriek. Miera zmien bola individuálna v závislosti od typu horniny, minerálneho zloženia a pórovitosti, i od typu skúšky.

Po 25-tich cykloch opakovaného zmrazovania a rozmrazovania neboli na vzorkách makroskopicky pozorovateľné zmeny, všetky vzorky si zachovali svoju celistvosť a tvar. Pokles hmotnosti vzoriek bol minimálny. Zmeny sa však prejavili v zhoršených hodnotách fyzikálnych parametrov – v náraste nasiakavosti, poklese pevnosti i rýchlosti šírenia ultrazvukových vln (tab. 3).

Skúška odolnosti proti kryštalizácii solí je podstatne agresívnejšia. Nastala zmena farby vzoriek i zmena hmotnosti niektorých vzoriek (najvýraznejší bol úbytok 4,3 % zo vzoriek pieskovca z lokality Králiky a prírastok približne 5 % v prípade umelého kameňa). Zmeny nasiakavosti, pevnosti a šírenia ultrazvukových vln neboli vzhľadom na deštruktívny charakter skúšky vo všetkých vzorkách objektívne merateľné, preto ich neuádzame. Následné správanie vzoriek podrobených skúške v roztoku soli, záviselo od teploty a prítomnosti vody (Steiger a Dannecker,

Tab. 3
Zmeny fyzikálnych vlastností hornín po skúškach mrazuvzdornosti
Changes of rock physical properties after frost resistance tests

Litologický typ Lokalita	Celková pórovitosť (%)	Nasiakavosť (%)		Rýchlosť šírenia ultrazvukových vln (m · s ⁻¹)		Pevnosť v jednoosom tlaku (MPa)	
		pred MRS	po MRS	pred MRS	po MRS	pred MRS	po MRS
pieskovec Spišské Tomášovce	2,5	0,56	0,73	⊥ 4163 –	⊥ 3962 –	120,1	57,8
pieskovec Levočská Dolina	7,2	2,53	2,63	⊥ 2955 3330	⊥ 2712 3224	118	43,1
pieskovec Hertník	5,1	1,81	1,94	⊥ 3484 –	⊥ 2967 –	98,7	47,9
pieskovec Livovská Huta	4,7	1,36	1,56	⊥ 3970 4035	⊥ 3712 3790	113,8	85,2
pieskovec St. Lubovňa – Kremná	1,8	0,64	0,81	⊥ 4560 4424	⊥ 4145 4360	133,1	102,8
pieskovec Kežmarok	11,5	4,22	4,62	⊥ 2778 2486	⊥ 2447 2287	61,9	18
pieskovec Králiky	24,1	7,77	8,08	⊥ 2266 2262	⊥ 2181 2076	26	16,3
travertín Spišské Podhradie	8,8	4,09	–	–	–	58,5	57,3
ryolit Hliník n/Hronom	15,9	3,82	–	–	–	139,4	132,4
umelý kameň firma VASPO	29,4	8,95 9,29	–	–	–	22,4	14,9

MRS – skúška mrazuvzdornosti; ⊥ – merané v smere kolmom na vrstevnatosť; || – merané paralelne s vrstevnatosťou

1998, in Reudrich a Siegesmund, 2007). Vysušené vzorky si zachovali svoju celistvosť, vzorky opakovane namočené do vody (za účelom zistenia zmien nasiakavosti) a sušené v prirodzených laboratórnych podmienkach, boli po niekoľkých dňoch výrazne zmenené kryštalizáciou soli obsiahnutej vo vzorke. V niektorých vzorkách sa prechod z vodnatej formy síranu sodného (mirabilitu) do bezvodnej formy (thenarditu) prejavil kryštalizáciou solí na povrchu vzoriek (ryolit, travertín, pieskovec Králiky) alebo i rozlomením a celkovou deštrukciou vzoriek (pieskovec Hertník, umelý kameň VASPO). Pieskovce s nízkou celkovou i efektívnou pórovitosťou (z lokalít Spišské Tomášovce a Livovská Huta) zostali bez zmien.

Diskusia

Všeobecne možno konštatovať, že v študovaných pieskovcoch po 25 cykloch opakovaného zmrazovania a rozmrazovania neboli vo vnútri vzoriek identifikované nijaké degradačné štruktúry, ktoré by mali pravidelnú distribúciu, zákonitý výskyt, či vplyv na celkovú optickú pórovitosť. Zdá sa, že deštruktívne účinky mrazu pri skúške mrazuvzdornosti, realizovanej u nás doteraz zaužívaným spôsobom, neprenikajú do celého objemu vodou nasýtenej vzorky. Degradačné štruktúry boli identifikované len pri povrchu skúšaných teliesok a ich výskyt bol z hľadiska mikroštruktúry náhodný. Keďže tieto drobné fraktúry majú relatívne vysokú priebežnosť, ich vplyv sa môže postupne prejavíť na makroskopickú úroveň rozpadom – degradáciou povrchových častí, drobením alebo zníženou pevnosťou povrchu. Záleží tiež na veľkosti pórov, pretože voda zamrzá v rôzne veľkých póroch pri rozdielnych teplotách. Prednostný význam v procese rozpadu hornín majú mikropóry (10^{-1} až 10^{-4} mm) svojou schopnosťou viesť vodu (Čabalová a Caňo, 1991; Ondrášik, 2004). Ďalším faktorom je počet uskutočnených cyklov zmrazovania a rozmrazovania. Ak máme posúdiť trvanlivosť kameňa, použitého na soche či stavbe, je opodstatnené postupné zmrazovanie vzoriek v profesionálnych mrazničkách s možnosťou regulácie teploty, a pri mnohých litologických typoch i uskutočnenie väčšieho počtu zmrazovacích cyklov než doteraz zaužívaných 25, ako je to už obsiahnuté v európskych normách (STN EN 12371, 2003). Dlhotrvajúce skúšky mrazuvzdornosti i kombinácia viacerých degradačných metód sa už v laboratóriách začali používať (Příkryl, 2008).

Skúška odolnosti proti kryštalizácii solí sa prejavila ako výrazne agresívnejšia oproti skúške mrazuvzdornosti. V norme, ktorá ju metodicky opisuje, je uvedené, že nie je potrebná pre kameň s malou pórovitosťou (STN EN 13370, 2002), pričom hraničná hodnota otvorenej pórovitosti je stanovená na 5 %. Realizované laboratórne skúšky a analýzy optickou porozimetriou túto skutočnosť potvrdili.

Poznať celkovú pórovitosť, alebo s ňou súvisiacu hutnosť horniny, je veľmi dôležité pri posudzovaní jej kvality, nie však postačujúce, pretože záleží aj na množstve pórov v hornine, ich veľkosti i na prepojenosti pórovej siete. Jednou z dostupných metód výskumu pórovej siete v horninách môže byť i použitá optická porozimetria.

Záver

Z uskutočnených laboratórnych skúšok a analýz možno vyvodíť nasledujúce závery:

- Skúška mrazuvzdornosti sa prejavila zvýšeným výskytom mikrotrhlín, najmä v pripovrchových častiach vzoriek. Systematické zmeny pórovitosti sa neprejavili na mikroskopickú úroveň, možno však predpokladať vplyv skúšky aj na submikropórovitosť, t. j. pod hranicu detekovateľnosti klasickým mikroskopom. Zaznamenaný ojedinelý výskyt mikrotrhlín má merateľný vplyv na celkovú kvalitu horniny – nastali zmeny celkovej pórovitosti, nasiakavosti, rýchlosti šírenia ultrazvukových vln i tlakovej pevnosti. Výraznejšie opticky snímateľné prejavy si vyžadujú uskutočnenie väčšieho počtu cyklov zmrazovania a rozmrazovania.

- Prejavy agresívnejšej skúšky ponárania vzoriek v 14 %-nom roztoku dekahydrátu síranu sodného boli jednoznačne zaznamenané metódou optickej porozimetrie, najmä v horninách s vyššou efektívnou pórovitosťou.

- Optická porozimetria potvrdila, že pre horniny s celkovou optickou pórovitosťou (efektívnou) nižšou ako 5 %, nie je potrebné realizovať skúšku odolnosti v dekahydráte síranu sodného so štandardným počtom cyklov máčania a sušenia. V prípade potreby ohodnotiť hutný prírodný kameň z aspektu tejto odolnosti, je potrebné realizovať väčší počet cyklov (viac ako 15).

- Vo všetkých hodnotených vzorkách sa po skúškach trvanlivosti jednoznačne zvýšila celková optická pórovitosť (výraznejšie po skúške v roztoku soli) a pórová sieť sa stala homogénnejšou.

Poznať podstatu a účinky uvedených laboratórnych skúšok trvanlivosti má veľký praktický význam, lebo na základe ich výsledkov je posudzovaná vhodnosť použitia prírodného kameňa pre ten-taký účel v stavebníctve. Prezentovaný realizovaný výskum predstavuje u nás začiatok v odkrývaní vplyvu simulovaných zvetrávacích procesov na stavebný horninový materiál na mikroskopickú úroveň. Optická porozimetria sa ukázala byť vhodnou pomocnou metódou pri hodnotení horninových typov s vyššou celkovou pórovitosťou (nad 5 %), v ktorých je optická pórovitosť merateľná.

Podakovanie. Príspevok bol vypracovaný s finančnou podporou Vedeckej grantovej agentúry MŠ SR (projekty VEGA č. 1/4045/07, 1/0413/09 a 1/0499/08).

Literatúra

- ČABALOVÁ, D. & CAÑO, F., 1991: Štúdium diferencovanej pórovitosti skalných hornín metódou pozorovania v elektrónovom riadkovacom mikroskope. *Geol. Práce, Spr.*, 92, 101 – 105.
- EHRLICH, R., CRABTREE, S. J., HORKOWITZ, K. O. & HORKOWITZ, J. P., 1991: Petrography and Reservoir Physics I.: Objective Classification of Reservoir Porosity. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 75, 10, 1 547 – 1 562.
- JANEGA, A. & DURMEKOVÁ, T., 2004: Využitie optickej porozimetrie v inžinierskej a environmentálnej geológii. In: *Geológia a životné prostredie, Bratislava*, 45 – 47.

- LINDQVIST, J. E. & ÅKESSON, U., 2001: Image analysis applied to engineering geology, a literature review. *Bull. Eng. Geol. Environ.*, 60, 117 – 122.
- ONDRAŠIK, M., 2004: Vplyv štruktúry pórov a vlastností v nich uzavretej vody na rozpad hornín. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK*, 95.
- PŘÍKRYL, R., 2008: Přírodní kámen pro první etapu opravy Karlova mostu. *Geotechnika*, 4, 3 – 15.
- RUEDRICH, J. & SIEGESMUND, S., 2007: Salt and ice crystallization in porous sandstones. *Environmental Geol.*, 52, 225 – 249.
- STN EN 12370: 2002 Skúšky prírodného kameňa. Stanovenie odolnosti proti kryštalizácii solí.
- STN EN 12371: 2003 Skúšky prírodného kameňa. Stanovenie mrazuvzdornosti.

Rukopis doručený 8. 2. 2010

Revidovaná verzia doručená 25. 3. 2010

Rukopis akceptovaný red. radou 7. 9. 2010

Assessment of laboratory deterioration tests impact on stones by means of optical porosimetry

The determination of resistance against freezing water and salt crystallization in rock pores are two important standard degradation tests of building or decorative stones. These tests partially simulate the influence of weather and polluted environment on rocks and check their durability. Impact of the tests upon the pore network of selected natural and agglomerated stone types was studied by means of optical porosimetry, where dried porous samples were fully saturated with blue coloured resin, and after hardening, thin cuts were prepared. Effective pores could be well recognized by the colour in the thin cuts under microscope (visual analysis – VAO), but also in the pictures taken by a digital camera, that were statistically analysed by the computer (digital analysis – DAO). Results are presented in the paper. Mineral composition, microfabric (mainly the pore network), and some physical properties have been studied on both, untreated samples and on samples after mentioned laboratory degradation tests.

Seven types of sandstones, one type of rhyolite and of travertine, as well as one agglomerated stone (VASPO, a Slovak product widely used as exterior and interior cladding stone) were selected for the research. The studied rocks and their basic properties are listed in Tab. 1.

Optical porosimetry showed that both laboratory tests had destructive effects on stones. But the degradation due to the salt crystallization (used salt was mirabilite or Glauber's salt, i.e. highly hydrated sodium sulphate) was more intensive. According to VAO, micro-cracks were formed, predominantly near the samples surface (Figs. 3, 4 and 5), pore spaces were enlarged by chemical dissolution of some minerals reacting with the salt solution (Figs. 7 and 10) and existing fractures opened (Fig. 16). These were the visual signs of the stone decay and weakening confirmed by mechanical tests (Tab. 3).

Statistical parameters determined by DAO, i.e. total optical porosity, size-count parameters and erode-dilate parameters, confirmed changes in the rock pore networks after laboratory degradation tests (Tab. 2, Figs. 1 and 2).

In general, presented results of both, visual and digital porosity analyses after laboratory degradation tests demonstrate the applicability of the optical porosimetry in the research of weathering of natural or agglomerated stones, under experimental or natural conditions, especially if the effective porosity is higher than 5 %.

Aktuálne trendy v monitorovaní svahových pohybov

PETER WAGNER¹, PETER ONDREJKA¹, LUBICA IGLÁROVÁ¹ a MAREK FRAŠTIA²

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava;
peter.wagner@geology.sk

²Stavebná fakulta STU, Katedra geodézie, Radlinského 32, 813 68 Bratislava;
marek.frastia@stuba.sk

Current trends in the monitoring of slope movements

In the first part of the paper the knowledge about the current state of the slope movements monitoring in Slovakia, the used methods of observation and some achieved results are summarized. Except the events, when the monitoring was carried out during and after the engineering geological investigation, the authors pay the most attention to the process of solution and to partial results of the currently elaborated project entitled "Partial monitoring system of geological factors", subsystem "Landslides and other slope deformations". The second core part of the paper is devoted to a summary of the authors ideas on the future direction of the slope movements monitoring. It includes a list of reliable but also prospective methods of primary data obtaining, as well as the outline of the problems related to the transition to a higher level of monitoring – i. e. the creation and installation of the landslide early warning systems on the basis of current inland and foreign knowledge.

Key words: slope movements, methods of monitoring, early warning systems

Úvod

Svahové pohyby popri zemetraseniach, vulkanických erupciách a povodniach patria celosvetovo k najobávanejším geodynamickým javom. Výrazne negatívne ovplyvňujú vývoj ľudskej spoločnosti a nezriedka priamo ohrozujú životné prostredie človeka, jeho majetok a v extrémnych prípadoch i život. Vzhľadom na hornatý reliéf a veľmi pestrú geologickú stavbu územia nášho štátu je potenciálna nestabilita niektorých jeho oblastí stále aktuálnym problémom. Práve preto prejavy svahových pohybov s nepriaznivými dôsledkami na životné prostredie každoročne narastajú. Po viacerých negatívnych skúsenostiach so svahovými pohybmi (ktorých nepriaznivý dosah sa do povedomia verejnosti dostal hlavne po katastrofálnom handlovskom zosuve z roku 1960, patriacom medzi najrozsiahlejšie prírodné katastrofy na našom území vôbec – Záruba a Mencl, 1987; Nemčok, 1982) si odborníci, štátne orgány i široká verejnosť uvedomili, že i v prostredí Západných Karpát môže dôjsť k rozsiahlym gravitačným pohybom s ničivými dôsledkami. Spôsobíť ich môžu či už extrémne klimatické podmienky, alebo nevhodné zásahy človeka do horninového prostredia. Bohaté skúsenosti zo zahraničnej i domácej praxe však poukazujú na to, že stabilizácia vzniknutých alebo aktivovaných svahových pohybov, ako aj odstránenie ich dôsledkov je technicky i ekonomicky podstatne náročnejšie, než prevencia, ktorá vychádza z poznania aktuálneho stabilného stavu svahov a zo znalosti príčin jeho zmien. Zjednodušene povedané, je potrebné naučiť sa so svahovými pohybmi žiť, poznať

dôsledky prirodzených vplyvov i umelých zásahov na aktuálny stabilný stav svahov a citlivo tieto vplyvy i zásahy usmerňovať. Aplikovať takýto prístup možno však iba na základe informácií, ktoré sa získajú z monitorovania rôznych prejavov svahových pohybov alebo stavu činiteľov najviac ovplyvňujúcich stabilný stav svahov.

V prvej časti príspevku sa sumarizujú poznatky o súčasnom stave monitorovania svahových pohybov na Slovensku, o používaných metódach a o niektorých dosiahnutých výsledkoch. Druhá, ťažisková časť článku, sa zameriava na zhrnutie predstáv o ďalšom smerovaní monitorovania svahových pohybov. Pozornosť sa venuje získavaniu prvotných údajov aj spôsobom spracovania a praktického využitia výsledkov, pričom sa zohľadňujú aktuálne domáce i zahraničné poznatky.

Súčasný stav monitorovania svahových pohybov na Slovensku

Pozícia monitorovania v procese prípravy a prevádzky technických diel

Monitorovanie svahových pohybov bolo súčasťou inžinierskogeologických prác na nestabilných územiach už v minulosti; zvyčajne sa uplatňovalo počas sanačných opatrení a po ich skončení kvôli overeniu ich efektívnosti a funkčnosti. Takýto monitoring, tvoriaci súčasť inžinierskogeologického prieskumu, však predstavoval iba krátkodobý proces, ktorý bol po opustení lokality prieskumnou organizáciou skončený (maximálne cca po

jednom roku), s čím zvyčajne súviselo nielen skončenie pravidelných meraní na vybudovaných monitorovacích objektoch, ale aj skončenie starostlivosti o sanačné objekty. Je pochopiteľné, že organizácie, ktoré vykonali prieskum a vybudovali sanačné opatrenia, nemali možnosť dlhodobo zabezpečovať ich bezporuchovú prevádzku a orgány miestnej samosprávy vo väčšine prípadov možnosť reaktívacie svahových pohybov podcenili a na monitorovanie funkčnosti a údržbu sanačných objektov prostriedky nevyčlenili. Pritom však napríklad poznatok o starnutí subhorizontálnych odvodňovacích vrtov a nevyhnutnosti ich pravidelného prečisťovania (aspoň v desaťročných intervaloch) je všeobecne známy. Obnovenie záujmu o funkčnosť sanačných objektov zvyčajne súviselo s obnovením prejavov aktivácie svahových pohybov a potrebné opatrenia boli spravidla náročné z technického i ekonomického hľadiska. Uvedeným spôsobom sa postupovalo pri prieskume väčšiny významných svahových pohybov na Slovensku v druhej polovici minulého storočia a nezriedka bol zaznamenaný opakovaný záujem o zosuvnú lokalitu, sanovanú v minulosti (stačí uviesť opakovaný sanáciu katastrofálneho handlovského zosuvu – Beracko, 1980 alebo opakovaný prieskum a sanáciu zosuvného územia v intraviláne obce Veľká Čausa – Lehocký et al., 1969; Otepka et al., 1976; Mesko et al., 1985; Jadroň a Mokrá, 1999).

Výnimku zo zaužívanej praxe predstavovali náročné stavebné diela situované v potenciálne nestabilnom prostredí. Ich výstavba nestabilitu svahov nielen iniciuje, ale súčasne je ich bezporuchová prevádzka potenciálnou nestabilitou trvalo ohrozená. Ide predovšetkým o významné vodné stavby, na ktorých sa okrem nevyhnutného monitorovania správnej prevádzky diela v prípade ohrozenia priehrady alebo zátopovej oblasti svahovými pohybmi zriaďovali monitorovacie siete. Tie sa pravidelne pozorovali a závery z monitorovania stability svahov tvorili súčasť komplexného hodnotenia bezpečnosti diela. Z tohto hľadiska je dostatočne ilustratívny príklad vodného diela Liptovská Mara. Monitorovanie tzv. Veľkomarského zosuvu, ktorý sa nachádza neďaleko pravostranného zaviazania priehrady, sa vykonáva nepretržite od realizácie diela, teda cca 35 rokov (Kopecký a Magula, 2005).

Najčastejšie sa problémy so stabilitou svahov prejavujú pri výstavbe a prevádzke líniových stavieb (predovšetkým ciest a železníc, ktorých trasa prechádza veľmi rôznorodým geologickým prostredím a často sa nemôže vyhnúť ani nestabilným územiám). Postupne, po mnohých nepriaznivých až varovných skúsenostiach, sa preto v zložkách ich prípravy začal presadzovať trend, aby vybudovanie monitorovacej siete bolo súčasťou každého úseku, ktorý je potenciálne ohrozený svahovými pohybmi a aby sa takto definovaný úsek monitoroval dlhodobo – nielen počas inžinierskogeologického prieskumu, ale i počas výstavby a prevádzky stavebného diela. Ilustráciou spomínaného prístupu je vydanie technických predpisov o monitorovaní vplyvu cestných komunikácií na životné prostredie, súčasťou ktorých sú aj zásady monitorovania geologického prostredia. Prvý takýto technický predpis vydala Slovenská správa ciest v roku 1998 a jeho

aktualizovaná verzia z roku 2008 je zverejnená na webovej stránke organizácie (www.ssc.sk – Technické predpisy – rok 2008 – TP 06/2008 Príručka monitoringu vplyvu cestných komunikácií na životné prostredie). Pri výbere potenciálne nestabilných úsekov, ale i stavenísk vo všeobecnosti sa vychádza zo známej skutočnosti, že svahové pohyby sa vo veľkej väčšine prípadov aktivujú na miestach, kde sa už v geologickej minulosti vyskytovali (Malgot a Baliak, 1996). Vhodnou pomôckou pre geológov i projektantov sú z tohto hľadiska mapy stability svahov, ktoré boli pre celé Slovensko spracované v mierke 1 : 50 000 (Šimeková, Martinčeková (red.) et al., 2007). Pre odhad stupňa ohrozenia územia technickým dielom stačí informáciu o jeho náchylnosti na vznik, resp. aktiváciu svahového pohybu, prevzatú z príslušnej mapy, doplniť situovaním a projektovanými parametrami technického diela (napr. v prípade líniových stavieb ide predovšetkým o úseky hlbokých zárezov v potenciálne nestabilnom prostredí).

Okrem spomínaných, účelovo zameraných monitorovacích aktivít, sa celoplošné monitorovanie zosuvov a iných svahových deformácií vykonáva na vybraných lokalitách z celého Slovenska v rámci riešenia úlohy „Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov životného prostredia SR“, ktorej objednávatelom je Ministerstvo životného prostredia SR a zhotoviteľom ŠGÚDŠ v Bratislave.

Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov

Riešenie spomínanej úlohy dotvára komplexnú predstavu o aktuálnom stave a vývoji životného prostredia na Slovensku a poskytuje bohatú informáciu o jednej z dôležitých zložiek prírodného prostredia – geologických faktoroch. Práve zosuvy a iné svahové deformácie tvoria jeden z najdôležitejších pozorovaných a hodnotených javov (Klukanová, 2002).

Realizácia sa začala v roku 1993 a v rámci pod systému „Zosuvy a iné svahové deformácie“ sa monitoruje viacero reprezentatívnych lokalít rôznych typov svahových pohybov. Súbor monitorovaných oblastí však nie je nemenný a upravuje sa podľa celospoločenských potrieb. Významné novovzniknuté územia svahových pohybov sa do súboru dopĺňujú a na menej dôležitých sa frekvencia monitorovacích meraní znižuje, prípadne sa zo súboru vyradujú. V roku 2008 bolo pozorovaných a hodnotených 31 lokalít na území Slovenska (najviac z oblasti Handlovskej kotliny).

Metódy monitorovania používané v rámci danej úlohy, ale i v bežnej praxi inžinierskogeologického prieskumu vychádzajú z dlhodobých tradícií a sú odlišné pre rôzne typy svahových pohybov. V súčasnosti najčastejšie aplikované metódy sú zhrnuté v tab. 1 a opísané vo viacerých predchádzajúcich publikáciách (Wagner et al., 2000; Wagner et al., 2002). Z uvedeného dôvodu sa v tomto príspevku ich podrobnejší opis nenachádza – iba v nasledujúcej kapitole sa stručne hodnotí perspektívnosť používania každej z nich.

Z dĺžky pozorovaného obdobia (vo väčšine prípadov presahujúcej 10 rokov) vyplýva nahromadenie bohatých

súborov údajov o zmenách jednotlivých parametrov. Získané časové rady ich zmien boli doteraz najčastejšou formou prezentácie výsledkov monitorovania a poskytovali názornú ilustráciu o vývoji a vzájomnom vzťahu zmien jednotlivých parametrov, ako aj orientačné údaje o jeho stave vo vzťahu k stabilnému stavu pozorovanej lokality (obr. 1). Dostatočná hustota monitorovacej siete a vyhovujúca frekvencia zberu údajov umožňovali i ďalšie, názornejšie spôsoby vyjadrovania výsledkov monitorovania, napríklad formou komplexného hodnotenia aktivity svahového pohybu v príslušnom časovom období na príslušnej lokalite (Wagner a Paudiš, 2002). V podstate však možno konštatovať, že doterajšia rozsiahla databáza údajov predstavuje podklad pre prechod na vyšší stupeň hodnotenia stabilného stavu pozorovaných území. Je ním zdôvodnené umiestnenie a objektívne nastavenie systémov včasného varovania, ako aj prognózovanie vývoja stabilného stavu pri rôznych hodnotách okrajových podmienok vplývajúcich faktorov. Niektoré aspekty uvedenej problematiky sú aspoň orientačne načrtnuté v nasledujúcej časti článku.

Napriek tomu, že doterajšie obdobie monitorovania predstavovalo v prvom rade etapu zberu, systematického ukladania, rôznych, často empirických spôsobov spraco-

vania a prezentácie veľmi rôznorodých súborov údajov, dosiahlo sa už v tomto období viacero celospoločensky cenných výsledkov. Okrem priebežných informácií a upozornení pre orgány miestnej samosprávy, resp. vlastníkov ohrozených objektov na pozorovaných lokalitách, ktoré sú zhrnuté i v každoročných správach prístupných na internete (www.geology.sk – Stredisko ČMS GF – Publikácie a správy), prispeli výsledky monitorovania k praktickému riešeniu nasledujúcich nepriaznivých stavov:

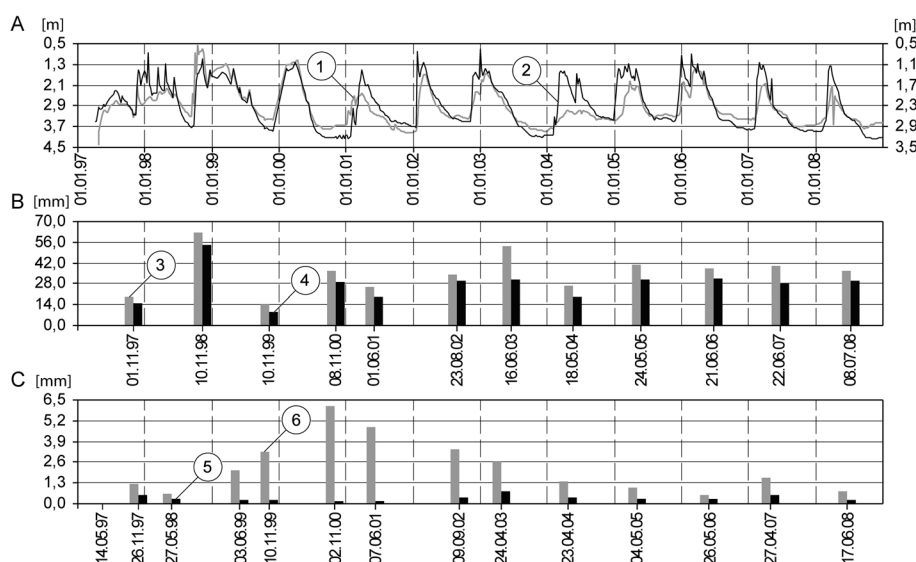
- v lokalite Fintice po dvoch poruchách vysokotlakového plynovodu (v rokoch 1986 a 1998), spôsobených aktívnym svahovým pohybom, bola trasa plynovodu na základe prieskumu a zhodnotenia výsledkov monitorovania preložená mimo aktívny zosuv (Petro et al., 2001);

- na zosuve pri Bojniciach (Ondrejka a Wagner, 2008) bola vykonaná kompletná oprava a utesnenie splaškovej kanalizácie s cieľom zamedziť prieniku odpadových vôd do zosuvných hmôt, ktorých lokálnu aktiváciu preukázali výsledky monitorovania;

- na území Okoličné v intraviláne Liptovského Mikuláša (Ondrejka, 2009) prispeli výsledky dlhodobého monitorovania k rozhodnutiu o preložení trasy železnice mimo územie trvalo ohrozené periodickými aktivitami zosuvných hmôt;

Tab. 1
Prehľad aktuálnych a perspektívnych metód monitorovania svahových pohybov
Review of current and prospective methods of slope movements monitoring

Typ svahového pohybu	Merané charakteristiky	Metódy monitorovania	
		Merania vykonávané v súčasnosti	Perspektívne metódy
zosúvanie	a) posun	– geodetické – terestrické – geodetické – družicové (GNSS)	– geodetické – laserové skenovania (LiDAR) – diaľkový prieskum (SAR/InSAR) – terestrická aplikácia metódy – GB-InSAR
	b) deformácia	– presná inklinometria	– kontinuálna inklinometria – priestorové merania systémom Trivec – časová reflektometria (TDR)
	c) napätostný stav	– povrchové reziduálne napätie – pole pulzných elektromagnetických emisií (PEE)	– mikroseizmické
	d) zosuvotvorné faktory (režimové pozorovania)	– hĺbka hladiny podzemnej vody a jej teplota (vykonávané pozorovateľmi, resp. automatickými hladinomeri) – výdatnosť odvodňovacích zariadení (spojené s určením vodivosti a odberom vzoriek vody) – zrážkové úhrny	– merania pórových tlakov – merania vodnej hodnoty snehovej pokrývky – merania pôdnej vlhkosti
rútenie	a) posun	– dilatometrické (tyčovým meradlom Somet a meradlom posunov) – fotogrametrické (metóda stereofotogrametrie, metóda časovej základnice a konvergentná fotogrametria)	– merania automatickým dilatometrom – fotogrametrické skenovanie – terestrické laserové skenovanie
	b) napätostný stav		– mikroseizmické
	c) zosuvotvorné faktory	– počet mrazových dní	
	d) zmeny morfológie skalnej steny	– mikromorfologické zmeny povrchu horniny	
plazenie	a) posun	– dilatometrické (optickomechanickým dilatometrom TM-71)	



Obr. 1. Časový vývoj monitorovacích pozorovaní na zosuvnej lokalite v Bojniciach (upravené podľa Ondrejka a Wagner, 2008). A – priebeh hladiny podzemnej vody; B – priemerná zmena na piatich pozorovacích bodoch geodetickej siete; C – deformácie inklinometrickej pažnice vo vrte JB-1; 1 – vrt B-3; 2 – vrt B-4; 3 – maximálna; 4 – priemerná hodnota z danej etapy merania; 5 – deformácia v hĺbke 5,0 m; 6 – deformácia v hĺbke 2,5 m.

Fig. 1. Time series of monitoring observations at the landslide site in Bojnica (adjusted according to Ondrejka and Wagner, 2008). A – the course of groundwater level; B – average change at five observed points of geodetic network; C – deformation of the inclinometric casing in the borehole JB-1; 1 – borehole B-3; 2 – borehole B-4; 3 – maximum; 4 – average value of the measuring campaign; 5 – deformation at a depth of 5.0 m; 6 – deformation at a depth of 2.5 m.

– v oblasti Demjata (Iglárová et al., 2005) bol na základe preukázaných lokálnych prejavov nestability skalných blokov svah upravený a stabilizovaný;

– vzhľadom na potenciálnu nestabilitu skalného bloku, ohrozujúceho turistický chodník v Slovenskom raji (v doline Suchá Belá), bol na základe opakovaného fotogrametrického zhodnotenia (Fraštia, 2007) chodník preložený mimo dosah tohto bloku do svahu (obr. 2).

Iba niekoľko vybraných príkladov ilustruje odôvodnenosť dlhodobého monitorovania svahových pohybov a existencia bohatej databázy údajov podmieňuje nutnosť postupného prechodu na exaktnejšiu formu varovných systémov s priebežným spresňovaním na základe pokračujúcich monitorovacích meraní.

Perspektívy v monitorovaní svahových pohybov

Úmerne s rozvojom techniky meraní, ale i nárastom požiadaviek na komplexnosť a presnosť hodnotenia stabilného stavu zosuvných území zvyšujú sa i nároky na kvantitu, ale i kvalitu primárnych údajov získaných monitorovacími meraniami, ako aj na spôsoby ich spracovania, prezentácie a praktického využívania. V nasledujúcom texte sú načrtnuté optimálne smery ďalšieho vývoja monitorovania svahových pohybov, spracované na báze získaných skúseností, ako aj súčasného stavu domácich i zahraničných poznatkov v tejto oblasti.

Aktuálne metódy zberu vstupných údajov

Existujúce i perspektívne metódy zberu primárnych údajov z monitorovania svahových pohybov sú zhrnuté v tab. 1. Vzhľadom na rozdielnu podstatu meraní sa v tabuľke samostatne vyčleňujú metódy používané pre rôzne typy svahových pohybov.



Obr. 2. Premiestnenie turistického chodníka na protiláhly svah v dôsledku trvalého ohrozenia pôvodnej trasy potenciálne nestabilným skalným blokom – dolina Suchá Belá v Slovenskom raji (foto I. Mašlárová). 1 – nestabilný skalný blok; 2 – pôvodná trasa chodníka; 3 – preložená trasa.

Fig. 2. Relocation of the tourist trail to the opposite slope as a result of continued threats of the original route by potentially unstable rock block – the Suchá Belá valley in the Slovenský raj area (photo I. Mašlárová). 1 – unstable rock block; 2 – original route of the tourist trail; 3 – relocated route.

Najväčší súbor monitorovacích metód sa aplikuje pri meraní rôznych prejavov svahových pohybov typu zosúvania.

Zosúvanie

a) Merania posunov.

Azda základným monitorovacím meraním na zosuvných územiach je meranie pohybu zosuvných hmôt vykonávané prostredníctvom merania posunov bodov monitorovacej siete v určitých časových intervaloch. Na meranie posunov bodov sa používa viacero metód (tab. 1); najpoužívanejšie z nich sú charakterizované v nasledujúcom stručnom prehľade.

Najčastejšie sa aplikujú rôzne *terestrické geodetické metódy*, ktoré majú v tejto oblasti použitia najbohatšiu tradíciu. Podstata terestrických metód zostáva v zásade rovnaká, avšak vďaka výraznému progresu v kvalite meracej techniky i v spôsoboch spracovávaní údajov sa postupne dosahuje čoraz väčšia presnosť meraní. Možno konštatovať, že napr. klasickou geodetickou technológiou založenou na priestorovej polárnej metóde možno dosiahnuť priestorovú bodovú presnosť až 1 mm, terestrickým laserovým skenovaním (TLS) cca 3 – 5 mm. Presnosť fotogrametrických metód závisí predovšetkým od vzdialenosti stanovísk snímokovania od pozorovaného objektu, preto možno pri krátkych vzdialenostiach (< 5 m) dosahovať submilimetrové presnosti, pri väčších vzdialenostiach (20 – 30 m) subcentimetrovú presnosť. Samozrejme, každá zo spomenutých technológií má svoje špecifiká a netreba zabúdať ani na obmedzenia dané podmienkami v pozorovanej lokalite, prípadne obmedzenia dané požadovanými výstupmi (Fraštia, 2009).

Terestrické metódy v určitých typoch lokalít sa v poslednom desaťročí v značnej miere nahrádzajú *presnou družicovou technológiou GNSS (Globálne navigačné satelitné systémy)*, ktorá sa významne využíva v geodézii na veľmi presné meranie priestorovej polohy diskretných bodov. GNSS technológia sa však neradí medzi technológie diaľkového prieskumu, pretože nemá potenciál zberu vysoko hustých údajov z veľkých území v krátkom časovom intervale. Napriek nesporným výhodám a búrlivému vývoju meracej technológie GNSS z hľadiska metodického i inštrumentálneho, nemôže na zosuvných územiach zatiaľ úplne nahradiť klasické terestrické metódy vzhľadom na to, že v prípade zalesnených častí územia nie je metóda GNSS aplikovateľná. Preto i pre budúcnosť možno za perspektívnu považovať vzájomnú kombináciu terestrických i GNSS metód v závislosti od charakteru meranej lokality.

V posledných rokoch sa v rámci metód, aplikovaných pri monitorovaní zosuvov, prejavil výrazný nástup *geodetickej technológie laserového skenovania*, ako aj technológií *diaľkového prieskumu*. Vo väčšine prípadov ide o metódy využiteľné predovšetkým pri výskume regionálneho charakteru, dokonca možno konštatovať, že v súčasnosti sotva môže byť takýto projekt úspešný bez aplikácie daných metód. Stále zdokonaľovanie uvedených

technik však umožňuje v určitom rozsahu ich použitie i pri lokálnom výskume zosuvov (technológie pôvodne aplikované v diaľkovom prieskume sa začali používať aj v terestrickom, teda blízkom prieskume). K najpoužívanejším z tejto skupiny meracích technik patria:

– *LiDAR (Light Detection And Ranging)* – ide o technológiu leteckého laserového skenovania. Ako platforma sa využívajú lietadlá vybavené okrem samotného lasera aj zariadeniami na určenie jeho polohy (GNSS) a orientácie (IMU – inerciálny merací systém). Dosah LiDAR prístrojov sa pohybuje od 1 000 do 2 000 m pri presnosti meranej dĺžky 1 cm. Výšková presnosť generovaného digitálneho modelu reliéfu (DMR) závisí predovšetkým od hustoty meraných bodov. Nevýhodou je nefunkčnosť zariadenia v prípade hmly, dažďa a snehu, keďže voda značne absorbuje svetelné vlnenie vlnových dĺžok používaných týmito laserovými prístrojmi.

– *SAR (Synthetic Aperture Radar)* – na rozdiel od laserového skenera (orientovaného na svetelné vlny dĺžky cca 1 μ m) využíva radarové vlnové dĺžky (mikrovlny) s hodnotou 5,6 cm vo viacerých frekvenčných pásmach. SAR je aktívny družicový systém, ktorý prijíma a spracováva vlnenie vyslané anténou. Je nezávislý od osvetlenia zemského povrchu (môže pracovať tak vo dne, ako aj v noci), je nezávislý od počasia (vlny bez problémov prechádzajú oblakmi), mikrovlny poskytujú informácie aj o geometrických a dielektrických vlastnostiach zemského povrchu (drsnosť, chemické zloženie, vlhkosť a pod.). Mikrovlny prechádzajú aj inými materiálmi, ako je napr. pôda a vegetácia, a preto sú schopné zachytiť aj zakryté objekty. Spolu s optickými záznamami poskytujú „neviditeľné“ informácie, pokiaľ sú skúmané samostatne. Snímky zhotovené z mierne odlišných stanovísk je možné využiť na tvorbu stereopárov pozorovateľných v 3D móde.

Použitím princípu *interferometrie*, teda stanovenia indexu lomu svetla s využitím jeho interferencie (*InSAR – Interferometric SAR*) dvoch snímok z rôznych časových etáp, možno pozorovať pohyby zemského povrchu s presnosťou rádovo cm. Presnosť možno zvýšiť o rád použitím vhodných odražačov mikrovln. V súčasnosti sa začínajú používať pre potreby monitorovania deformácií priehrad, ale aj zosuvných svahov *pozemné radarové systémy (GB – InSAR, Ground Based InSAR)*, ktoré sú schopné určiť deformáciu v smere merania pri veľkosti 0,1 mm zo vzdialenosti až 4 000 m pri rozlíšení 0,5 x 4,5 m, čo predstavuje veľkosť pixela radarového záznamu na reálnej ploche v teréne (Albaa et al., 2008).

b) Merania deformácií.

Svojou podstatou sú merania deformácií veľmi príbuzné meraniam posunov; vykonávajú sa však v podpovrchových polohách zosuvných hmôt. V praxi sa aplikuje viacero spôsobov (tab. 1), najčastejšie používané z nich sú zhrnuté v nasledujúcom texte.

V prvom rade ide o *metódu presnej inklinometrie* (Gajdoš a Wagner, 2005), ktorá je v súčasnosti určite najoverenejšou, a preto i najpoužívanejšou metódou merania deformácií horninového prostredia v rôznych

hĺbkach. Vzhľadom na kvalitu výstupov (úplná informácia o vektore deformácie v príslušnej rovine merania) táto metóda prakticky „vytlačila“ iné spôsoby, aplikované na tento účel v minulosti (napr. priechodomery, kyvadlá) a je stále aktuálna a požadovaná. Súčasne možno konštatovať, že prevažná väčšina novších metód merania deformácií je odvodená práve zo základného typu merania presnou inklinometriou.

Z postupov, ktoré sa v súčasnosti začínajú overovať a možno ich považovať za perspektívne pri ďalšom vývoji a skvalitňovaní monitorovania deformácií, treba uviesť *metódu kontinuálnej inklinometrie*. Umožňuje merať vývoj deformácií zvyčajne na úrovni šmykovej plochy. Výsledky poskytujú veľmi cennú informáciu o momentálnej aktivite zosuvného pohybu. Merania kontinuálnym inklinometrom majú podstatne vyššiu frekvenciu, čo významne mení pohľad na vývoj deformácie v čase. Táto skutočnosť podporuje možnosť porovnávať výsledky s inými zisteniami, a tak odvodiť prípadné závislosti medzi nimi. Nevýhodou je technicky a teda aj ekonomicky veľmi náročné získavanie informácie z celého profilu vrtnu. Pozornosť sa preto venuje vybraným zónam – šmykovým plochám, ktoré treba určiť s vysokou presnosťou ešte pred inštaláciou zariadenia.

K ďalšiemu zdokonaleniu meraní presnou inklinometriou patrí určite aplikácia systému *Trivec* umožňujúceho v špeciálne vystrojených vrtoch merať deformácie v troch na seba navzájom kolmých smeroch (Willenberg et al., 2002).

Kvalitatívne určenie polôh vo vrte, v ktorých sa zaznamenali najväčšie hodnoty deformácií, umožňuje *metóda časovej reflektometrie (Time Domain Reflectometry – TDR)*. V princípe ide o zaznamenávanie elektrických impulzov odrazených od vytvorenej prekážky (napr. od ohybu vrtnej pažnice); metóda teda slúži na identifikáciu polohy šmykových plôch pri podstatne nižšej nákladovosti a menšej časovej náročnosti získavania údajov v porovnaní s klasickou inklinometriou. Metóda sa v súčasnosti overuje, resp. pripravuje na overenie vo viacerých zosuvných lokalitách (Drusa et al., 2009).

c) Merania napätostného stavu.

Ide o merania, ktoré majú oproti predchádzajúcim skupinám nespornú výhodu v tom, že indikujú zmeny napätostného stavu prostredia pred vlastným zosuvným pohybom – v prípade dlhšieho časového radu meraní možno odvodiť trendy vývoja napätostného stavu svahu a do určitej miery prognózovať ďalší vývoj jeho stability. Perspektívnosť používaných metód (tab. 1) je rozdielna, čo ilustruje i nasledujúca analýza.

Z doteraz používaných postupov sa postupne upúšťa od metódy merania *povrchových reziduálnych napätí* (Fussgänger a Jadroň, 1977), ktorá je technicky náročná a jej výsledky charakterizujú prevažne stav najvrchnejšieho, pripovrchového horizontu zosuvných hmôt.

Naopak, za veľmi perspektívnu možno považovať metódu merania *poľa pulzných elektromagnetických emisií* (PEE – Vybíral a Wagner, 2002), ktorá umožňuje identifikovať miesta koncentrácie napätí v rôznych hĺbkach

meraného vrtnu. Dlhoročné skúsenosti s aplikáciou tohto spôsobu preukázali jeho prognostický charakter (napríklad po opakovaných koncentráciách napätí v určitej hĺbke došlo na danom mieste k porušeniu vrtnu, ktoré bolo potom exaktne zaznamenané metódou presnej inklinometrie). Ďalší vývoj postupu je podmienený objektivizáciou a kvantifikáciou nameraných výsledkov.

Možno sa domnievať, že kvalitu monitorovania v budúcnosti zvýšia práve analogické prognostické merania, ktorých výsledky necharakterizujú iba zmeny prostredia v momente merania, ale naznačujú trendy vývoja stabilného stavu vrátane upozornení, kde možno v najbližšej budúcnosti očakávať aktiváciu pohybu. Ako veľmi perspektívne z tohto hľadiska sa javia rôzne geofyzikálne metódy, predovšetkým *mikroseizmické merania*, vychádzajúce zo skutočnosti, že pred zosuvnými, ale i rúťivými pohybmi dochádza ku generovaniu elastickej energie, čo sa prejavuje vibráciami v prostredí pred iniciovaním samotného pohybu. Prirodzene, úspešná praktická aplikácia tejto predstavy si vyžaduje odvodenie spoľahlivého vzťahu medzi hodnotami zaznamenaných vibrácií a aktivitou pohybu, meranou tradičnými monitorovacími metódami (Ponziani et al., 2008). Možno predpokladať, že vytvorenie spoľahlivej monitorovacej siete, zaznamenávajúcej včasné príznaky aktivácie zosuvných alebo rúťivých pohybov patrí k najaktuálnejším úlohám monitorovania svahových pohybov v budúcnosti.

d) Merania zmien zosuvotvorných faktorov.

V našich podmienkach sa pozornosť tradične sústreďuje na režimové pozorovania zmien úrovne hladiny podzemnej vody v pozorovacích objektoch a zmien výdatnosti odvodňovacích zariadení (tab. 1).

Pri *meraní zmien hĺbky hladiny podzemnej vody* sa oproti minulosti vo všetkých významnejších lokalitách merania pozorovateľov nahrádzajú kontinuálnym zberom údajov pomocou automatických hladinomerov, ktoré, navyše, kontinuálne zaznamenávajú i zmeny teploty podzemnej vody, čo vytvára potenciál pre širšie analýzy medzi rôznymi pozorovanými faktormi.

Merania výdatnosti odvodňovacích zariadení, spojené s *meraniami vodivosti* a odberom vzoriek na analýzu *chemického zloženia vody*, či *izotopového zloženia H a O*, vo väčšine prípadov vykonávajú pozorovatelia. Vo vybraných lokalitách možno v budúcnosti tiež uvažovať nad inštaláciou kontinuálnych meracích zariadení – ich použitie v značnej miere závisí od možnosti technického umiestnenia prístrojov v každej konkrétnej lokalite.

Nevyhnutnou súčasťou informácií o stave zosuvotvorných faktorov sú *údaje o zrážkach*. Zvyčajne sa preberá z údajov siete staníc SHMÚ; v celospoločensky dôležitých lokalitách však možno inštalovať lokálne zrážkomerné stanice, zaznamenávajúce i údaje o teplote vzduchu. Poznatky o zrážkach patria (spoločne s náchylnosťou územia na svahové pohyby) k ťažiskovému údaju o pravdepodobnosti vzniku svahových pohybov, na ktorom sú založené viaceré systémy včasného varovania vo svete. Treba však podotknúť, že pri štúdiu lokálnych

svahových pohybov nie je závislosť medzi zrážkami a aktiváciou svahového pohybu až taká jednoduchá a jednoznačná.

V doterajšej monitorovacej praxi sa okrem spomenu-tého pomerne skromne uplatňuje pozorovanie ďalších, nesporne veľmi významných javov. Ide predovšetkým o nasledujúce typy meraní (tab. 1):

– *Meranie pórových tlakov vody*, ktorých poznanie je predpokladom zostavenia spoľahlivého stabilného výpočtového modelu (ide o údaj o napätosti – vztlaku podzemnej vody). Vzhľadom na to, že v poslednom období sa významne rozšíril súbor meracích metód i spoľahlivosť získaných výsledkov (Gróf, 2008), vzrastá nevyhnutnosť postupne zaradovať tento typ meraní do súboru monitorovacích metód.

– *Meranie vodnej hodnoty snehovej pokrývky* (množstvo vody, ktoré vznikne po roztopení snehu), vykonávané na konci zimného obdobia. Uvedený parameter charakterizuje zásoby vody, ktoré sa počas jarného topenia uvoľnia do horninového prostredia. Roztopenie niekoľkomesačných zrážok naakumulovaných v snehovej pokrývke v relatívne krátkom čase má veľký význam i na stav hladiny podzemnej vody a v nestabilných územiach môže priamo spôsobiť aktiváciu svahového pohybu. Na stanovenie vodnej hodnoty snehovej pokrývky sa používa buď priame meranie pomocou váhového snehomeru alebo výpočet na základe hustoty snehovej pokrývky (Holko et al., 2001).

– *Meranie pôdnej vlhkosti*, ktorá je dôležitým údajom, umožňujúcim odvodiť aktuálnu evapotranspiráciu v zosuvnom území. Často sa určuje ako časť potenciálnej evapotranspirácie, pričom vzájomný pomer týchto dvoch veličín sa pokladá za funkciu vlhkosti pôdy (Matejka a Hurtalová, 2001).

Rútenie

Špecifický charakter majú metódy na monitorovanie náznakov svahových pohybov typu rútenia. V doterajšej praxi sa najčastejšie používali dva okruhy – metódy dilatometrické a fotogrametrické (tab. 1). Možno konštatovať, že obidva zostávajú stále aktuálne a dochádza iba k skvalitňovaniu postupu merania i vyhodnocovania výsledkov.

a) Merania posunov.

Z *dilatometrických meraní* sa najčastejšie aplikujú *merania tyčovým meradlom Somet*, ktorými sa zisťuje zmena vzdialenosti medzi bodmi, pevne osadenými v skalnej hornine. Jeho určitým zdokonalením je použitie *meradla posunov*, ktorým možno zaznamenať posun bodov nielen v rovine merania, ale v priestore (Wagner et al., 2002). Napriek širokému rozsahu použitia dilatometrických metód pri hodnotení stability skalných svahov treba upozorniť na zásadný technický problém ich aplikácie – pevné meracie body možno osadiť iba v relatívne pevnom skalnom prostredí. V dôsledku toho sú zvyčajne zmeny v najproblematickejších častiach skalného masívu (poruchové pásma, výrazné diskontinuity a pod.) nemerateľné.

Nesporným pokrokom a perspektívnym smerom v rozvoji je aplikácia *automatických dilatometrov*, kontinuálne zaznamenávajúcích zmeny vzdialenosti medzi meranými bodmi s diaľkovým prenosom údajov do centra monitorovania (Vařilová a Zvelebil, 2005; Vlčko et al., 2006). Aj v tomto prípade však treba okrem už spomínaných problémov s technickou inštaláciou reprezentatívnych meracích bodov upozorniť na skutočnosť, že napriek sústavnému záznamu deformácií dochádza v prostredí skalných hornín (predovšetkým krehkých) často k náhlým kolapsom bez predchádzajúceho „varovania“, teda vývoj posunov bodov nemusí byť plynulý, ale často má „skokovitý“ charakter.

Veľká výhoda *fotogrametrických meraní* vo všeobecnosti spočíva v optickom bezkontaktnom zaznamenávaní a vo fotografickom zachytení reality s vysokým rozlíšením. Takéto záznamy pokrývajú celú lokalitu a je možné sa k nim kedykoľvek vrátiť a domerať požadované parametre. Majú teda aj vysokú dokumentačnú a archívnu hodnotu. V súčasnosti sa spracovávajú výlučne v digitálnej forme (digitálna fotogrametria), čím sa výrazne zvýšila efektívnosť a presnosť prác. Dosiaľ sa na pozorovaných lokalitách aplikovali zväčša tieto fotogrametrické metódy:

– *Časová základnica*, predstavujúca dvojsnímkovú stereofotogrametrickú metódu, kedy sa ako ľavá snímka použije predošlá časová etapa a ako pravá snímka súčasná etapa. Zmena častí lokality v smere kolmom na os záberu (optickú os objektívu) sa prejaví ako horizontálna alebo vertikálna paralaxa. Výhodou metódy je jej jednoduchosť a presnosť, nevýhody spočívajú predovšetkým v zabezpečení rovnakej polohy a orientácie každej snímky v každej etape merania.

– *Stereofotogrametria*, ktorá je tiež dvojsnímkovou metódou, využívajúcou princíp prirodzeného stereoskopického videnia. Hlavnou výhodou je jej vysoká efektívnosť, keď sa na stereomodeli merajú priamo priestorové referenčné súradnice. Nevýhoda spočíva v nižšej presnosti v smere kolmom na snímkovaciu základnicu. Najčastejšie sa pri meraní skalných zárezov využíva bodový alebo čiarový – profilový zber údajov.

– *Konvergentné snímkovanie*, predstavujúce viacsnímkovú metódu, pričom snímky sa vyhotovujú tak, aby ich osi záberu boli konvergentné. Metóda je menej efektívna ako stereofotogrametria, avšak vyznačuje sa vyššou a homogénnou presnosťou vo všetkých osiach súradnicového systému. Na menších objektoch tak možno dosahovať presnosť priestorového určenia bodu vyššiu ako 1 mm (Fraštia, 2008).

Vďaka významnému rozvoju metodík, meracích techník, prístrojového zariadenia i metód spracovania údajov sa postupne v procese monitorovania stability skalných svahov overujú nové metódy, ktoré by sa mali rozvíjať i v budúcnosti. Z doteraz aplikovaných (tab. 1) treba spomenúť použitie *fotogrametrického skenera*, čo predstavuje softvérové riešenie pre tvorbu modelov povrchov s vysokým geometrickým rozlíšením (Fraštia, 2009). Metóda bola testovaná a ukázala sa vhodnou predovšetkým pre makroskopicky spojitú plochu, čo nie je prípad skalných zárezov, ktoré bývajú často veľmi

priestorovo členité. Výborné využitie by však metóda mohla mať pre modelovanie mikropovrchov malých rozmerov (< 1 m) a teda perspektívne by sa mohla využiť pri štúdiu zvetrávania skalných hornín.

Azda najperspektívnejšou zo skupiny geodetických metód, ktorá môže predchádzajúce doplniť a niektoré i nahradiť, je technológia *terestrického laserového skenovania*. Pulzné „time-of-flight“ skenery merajú čas letu svetelnej vlny od vyslania po prijatie a na základe známej rýchlosti šírenia vlnenia sa vypočíta meraná dĺžka. Pulzné skenery majú dosah merania až niekoľko 100 m s nepatrným poklesom presnosti v závislosti od narastajúcej vzdialenosti. Presnosť určenia priestorovej polohy bodu sa pritom pohybuje od 5 mm po 30 mm pri rýchlosti merania viac ako 50 000 bodov/sek. Presnosť modelovanej plochy sa pohybuje pri súčasných skeneroch od 2 mm. Výsledkom laserového skenovania je tzv. mračno bodov, teda množina diskretných priestorových bodov definovaných súradnicami XYZ. Je potrebné ich ďalej spracovať až do výsledného modelu meraného objektu, zvyčajne vyjadreného trojuholníkovou sieťou. Problémy, ktoré prináša táto technológia, spočívajú predovšetkým v možnom šume až strate údajov zapríčinenom nevhodnou odrazivosťou povrchu (čierne, lesklé a mokré povrchy), v šume zapríčinenom samotnou presnosťou meranej dĺžky, v meraní nesprávnych bodov (spôsobenom zákrytmi, hranami a vegetáciou) a v obrovskom množstve údajov (rádovo milióny bodov) so súvisiacimi problémami pri ich spracovaní. Nespornou výhodou a perspektívou tejto technológie je možnosť niektorých spracovateľských softvérov vytvárať rozdielové mapy takto meraných povrchov a určiť tak prípadné zmeny povrchu masívu (obr. 3 – Fraštia, 2009).

b) Merania napätostného stavu.

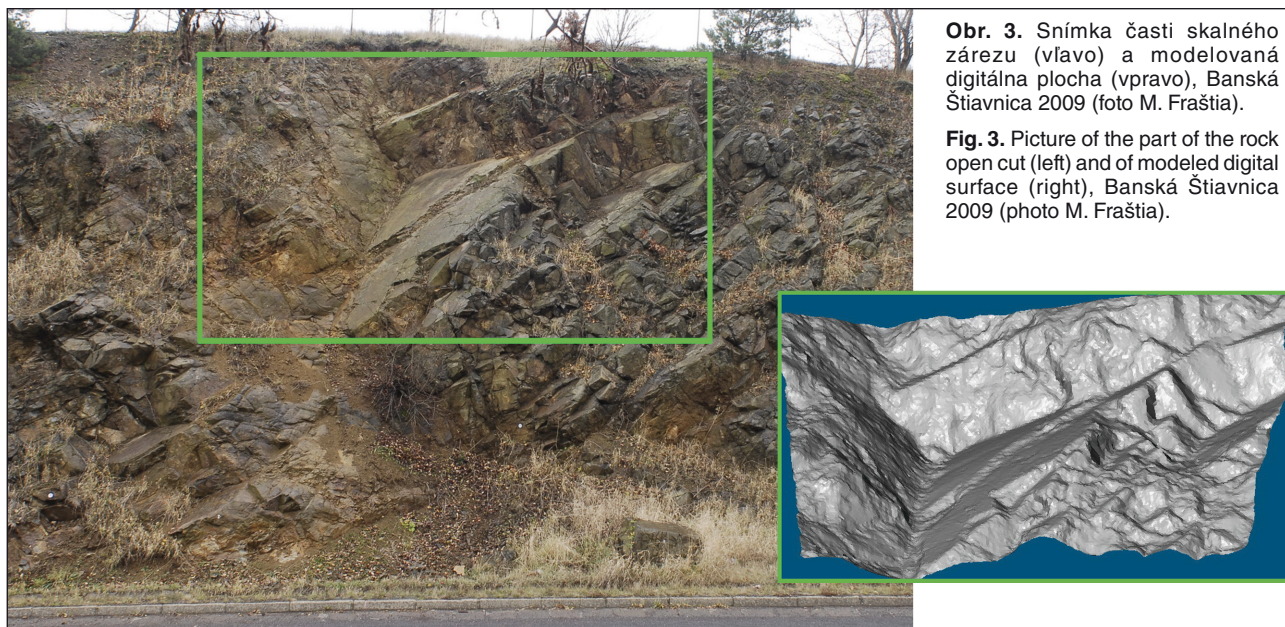
V doterajšej praxi sa daný typ meraní pri monitorovaní stability skalných stien prakticky neaplikoval. Domnievame sa však, že práve zaznamenanie zmien napätostného stavu skalného masívu je najlepšou indikáciou možného skalného rútenia v blízkej budúcnosti. Vzhľadom na vyššie spomenutú nevyspytateľnosť správania krehkých skalných hornín by optimálny spôsob monitorovania tohto prostredia mal v budúcnosti smerovať k aplikácii prognostických metód zaznamenávajúcich zmeny napätostného stavu skalných masívov včas, ešte pred prejavmi porušenia hornín. Z tohto hľadiska sa ako perspektívne javia už spomínané *mikroseizmické merania* vibrácií v horninovom prostredí.

c) Merania zmien zosuvotvorných faktorov.

Okrem tradičného zberu údajov o zrážkových úhrnoch zo staníc SHMÚ sú pri posudzovaní stability skalných svahov dôležité informácie o počte mrazových dní, ako aj vyčíslenie počtu náhlych extrémnych zmien teploty (prudké oteplenie, prudké ochladenie), významne vplyvujúcich na fyzický stav hodnoteného skalného masívu.

d) Merania zmien morfológie skalnej steny.

Možno ich považovať za dopĺňujúce, zamerané na zaznamenanie postupu zvetrávacích procesov na povrchu skalného masívu. Merania *mikromorfologických zmien* povrchu skalnej steny majú už pomerne bohatú tradíciu (Jánová a Liščák, 2001), preukázalo sa nimi viacero zaujímavých výsledkov a domnievame sa, že na daný účel



Obr. 3. Snímka časti skalného zárezu (vľavo) a modelovaná digitálna plocha (vpravo), Banská Štiavnica 2009 (foto M. Fraštia).

Fig. 3. Picture of the part of the rock open cut (left) and of modeled digital surface (right), Banská Štiavnica 2009 (photo M. Fraštia).

je vhodné v nich pokračovať podľa zaužívanej metodiky a s rovnakou frekvenciou (cca 2-krát ročne).

Plazenie

Pri monitorovaní svahových pohybov charakteru plazenia sa najčastejšie používa meranie *opticko-mechanickým dilatometrom TM-71* (Petro et al., 1999, 2004). Doterajšie výsledky meraní a ich vyhodnotenia naznačujú, že ide o vhodný a dostatočne reprezentatívny spôsob a možno ho odporučiť i v budúcnosti.

Praktické využitie výsledkov monitorovania

Vďaka veľkému množstvu osvedčených, ale i perspektívnych metód monitorovania sa postupne získava bohatý súbor údajov, charakterizujúcich okamžitý stav hodnoteného prostredia, ale umožňujúcich odvodzovať i vzájomné vzťahy medzi pozorovanými parametrami a prognózovať ich dlhodobý vývoj. Ako sme už naznačili v úvodných častiach článku, bohatý súbor informácií je v tomto štádiu monitorovania dostatočným základom na prechod od klasickej náplne monitorovania (teda od systematického zaznamenávania zmien pozorovaných parametrov v čase) k vyššej úrovni, ktorou je jednoznačne odvodenie a inštalácia systémov včasného varovania. Ide tým o splnenie základnej celospoločenskej požiadavky kladenej na monitorovanie geologických faktorov, a síce na včasné predchádzanie ich nepriaznivému vplyvu na rozvoj spoločnosti a kvalitu životného prostredia.

Tvorba systémov včasného varovania pred nepriaznivými vplyvmi geologických faktorov patrí v súčasnosti celosvetovo k veľmi aktuálnym otázkam, rozpracováva sa z rôznych aspektov a reprezentuje oblasť aktívneho a požadovaného vstupu poznatkov geologických vied do problematiky rozvoja ľudskej spoločnosti v širokej škále mierok.

Systémy včasného varovania pred svahovými pohybmi (EWS – early warning systems, LWS – landslide warning systems) sa budujú na globálnych, regionálnych a lokálnych úrovniach. Globálne vychádzajú zo zhodnotenia informácií o náchylnosti územia na zosúvanie (z hľadiska geologickej stavby a topografie), z analýzy seizmickej aktivity a zo spracovania aktuálnych zrážkových udalostí v čase i priestore (Hong a Adler, 2007). Takto zostavený systém môže byť priamo napojený na predpovede počasia, čo zabezpečuje pravidelnú informovanosť obyvateľstva o prípadnom zvýšenom nebezpečenstve aktivácie svahových pohybov v určitej oblasti.

Regionálne systémy sa vytvárajú v rámci jednotlivých krajín alebo ich častí, ktoré sú najviac ohrozené zosuvnými pohybmi. Vychádza sa z podobných princípov ako pri globálnych systémoch, tieto sú však spresňované ďalšími vstupujúcimi faktormi a vytvárajú sa modely rôznych úrovní varovania na základe dosiahnutia stanovených hodnôt pozorovaných faktorov. Takto vytvorené systémy včasného varovania pred zosuvnými udalosťami sa overujú napríklad v Taliansku (Rossi et al., 2009), v Kalifornii (Wilson, 2004), v Kolumbii (Huggel et al., 2008) a v ďalších krajinách.

V nadväznosti na doterajšie výsledky monitorovania reprezentatívnych lokalít na území celého Slovenska je okrem súčinnosti pri formovaní celoštátnych systémov varovania pred nepriaznivými prírodnými udalosťami najaktuálnejšou otázkou vzniku lokálnych systémov včasného varovania pred nepriaznivými vplyvmi svahových pohybov. Treba upozorniť, že ide o veľmi širokú problematiku, na riešení ktorej sa podieľa viacero vedných odborov a ktorá sa v súčasnosti intenzívne rozpracováva. Na jej podrobnejšiu analýzu nie je v príspevku priestor a vyžaduje si samostatné spracovanie. Preto sú iba v prehľade uvedené hlavné zásady tvorby systémov včasného varovania pred zosuvnými pohybmi s dôrazom na tie aspekty, ktoré nevyhnutne vyžadujú vstup geologických informácií.

Základné zásady pre včasné varovanie boli postupne aplikované i v predchádzajúcom období monitorovania. Na základe stabilitných výpočtov sa na najdôležitejších monitorovaných lokalitách odvodila kritická úroveň hladiny podzemnej vody v jednotlivých pozorovaných vrtoch, pri ktorej je hodnota stupňa stability menšia ako 1. Takto určené kritické hladiny podzemnej vody dostali k dispozícii pozorovatelia, ktorí boli povinní o ich prípadnom prekročení okamžite informovať riešiteľov úlohy. Kvalitatívne významný pokrok v budovaní systémov včasného varovania pred zosuvnými pohybmi predstavovala inštalácia automatických hladinomerov s možnosťou nastavenia kritických úrovní hladiny podzemnej vody a s diaľkovým prenosom dát na celospoločensky významných lokalitách Veľká Čausa a Okoličné v roku 2005 (Wagner et al., 2006). Uvedené zariadenia majú všetky podstatné atribúty systému včasného varovania a po období skúšobnej prevádzky sú v súčasnosti nastavené na odvodené kritické úrovne hladiny podzemnej vody.

V nadväznosti na súbor existujúcich poznatkov treba v budúcnosti pri vytváraní a inštalácii lokálnych systémov včasného varovania pred aktiváciou svahových pohybov riešiť nasledujúce okruhy otázok:

– *Výber pozorovaných parametrov*, indikujúcich možnosť aktivácie svahového pohybu. Pretože v našich geologických a klimatických podmienkach sa za najspoľahlivejší indikátor zmeny stabilitného stavu svahu považuje stav hladiny podzemnej vody, najväčšia pozornosť sa venuje práve tomuto ukazovateľu a od neho sa odvíjajú rozhodnutia o kritickom stabilitnom stave prostredia. S rozvojom ďalších metód pozorovania však nemožno v budúcnosti vylúčiť ani odvodenia kritických posunov (napr. na základe geodetických meraní) alebo deformácií (napríklad na základe meraní kontinuálnou inklinometriou). Za veľmi dôležitý a potrebný krok v ďalšom vývoji monitorovania považujeme implementáciu mikroseizmických meraní do základného súboru pozorovaní na zosuvných územiach, ale predovšetkým v prostredí skalných stien a odvodenie rôznych úrovní varovania pre zaznamenané hodnoty vibrácií v horninovom prostredí.

– *Odvodenie kritických úrovní sledovaných parametrov*, ktoré je azda najdôležitejším a súčasne najkomplikovanejším problémom pri tvorbe systémov včasného varovania (Wagner et al., 2006; Ondrejka, 2009). Pritom ide o problematiku plne v kompetencii riešiaceho inžinierskeho geológa.

– *Vypracovanie overovacieho systému varovných signálov*, zabezpečujúceho elimináciu prípadných falošných varovaní a s tým súvisiacich dôsledkov.

– *Rozhodnutie o dostatočne reprezentatívnom umiestnení zariadenia* so systémom včasného varovania v rámci pozorovanej zosuvnej lokality, ktoré je výsostne geologickou problematikou. Vzhľadom na veľkú heterogénnosť zosuvných území z litologického i hydrogeologického hľadiska ide zvyčajne o veľmi komplikovanú otázku vyúsťujúcu často do poznania, že spoľahlivosť varovného systému pre celú lokalitu môže zabezpečiť iba viacero optimálne rozmiestnených zariadení.

K otázkam súvisiacim s inštaláciou systémov včasného varovania pred svahovými pohybmi, ktoré primárne nie sú v kompetencii riešiaceho inžinierskeho geológa, ale na riešení ktorých sa spolupodieľa, patrí:

– *výber optimálneho technického zariadenia* na zber a diaľkový prenos údajov;

– *legislatívne zabezpečenie a zakomponovanie* lokálneho systému do existujúcich varovných systémov v rámci miestnej samosprávy, ale i vyšších územných, vrátane celoštátnych celkov (systém civilnej ochrany, integrovaný záchranný systém a pod.);

– *príprava obyvateľstva na prípad mimoriadnej situácie*, ktorej dôležitosť bola preukázaná pri viacerých kritických udalostiach (Brigitte, 2009).

Každý z naznačených problémov predstavuje samostatný okruh otázok, ktorého riešenie je nevyhnutné v procese tvorby systémov včasného varovania, so špecifickými črtami pre každú konkrétnu lokalitu.

Záver

Monitorovanie súboru lokalít z celého územia Slovenska za cca 15 rokov umožnilo získať dlhé časové rady zmien pozorovaných hodnôt, analyzovať ich a hľadať medzi jednotlivými pozorovanými ukazovateľmi vzájomné závislosti. Takáto analýza je podmienkou prechodu na vyšší stupeň monitorovania, rozpracovávaný v súčasnosti na celom svete – systém včasného varovania pred nepriaznivými geodynamickými javmi. I keď rozsiahle varovné systémy sa v súčasnosti vytvárajú predovšetkým na ochranu pred tsunami a zemetraseniami, existuje viacero pokusných i prevádzkovaných zariadení na ochranu pred nepriaznivými dôsledkami svahových pohybov.

V príspevku sú zhrnuté predstavy autorov o ďalšom vývoji monitorovania svahových pohybov na Slovensku, vychádzajúce z vlastných dlhoročných skúseností, ale i z trendov budovania systémov včasného varovania pred svahovými pohybmi vo svete. Najväčšia pozornosť je sústredená na modernizáciu a aktualizáciu spôsobov zberu primárnych údajov. Ide predovšetkým o široké uplatnenie kontinuálneho zaznamenávania pozorovaných javov (zmien úrovne hladiny podzemnej vody, deformácií a pod.), ale i o zavádzanie prognostických metód, indikujúcich zmeny v horninovom prostredí pred vlastným vznikom porušenia (napríklad mikro seizmické merania vibrácií, ktorých zavedenie a overenie môže predstavovať

významný pokrok zvlášť v monitorovaní stabilného stavu skalných masívov).

Problematika tvorby samotných systémov včasného varovania pred svahovými pohybmi je veľmi široká a rôznorodá. Hlavné aspekty účasti geologických vied v tomto procese sú preto iba v stručnosti naznačené v záverečnej časti článku.

Predpokladá sa, že prezentované poznatky umožnia cielavedome vytvoriť optimálny program monitorovania svahových pohybov v nasledujúcom období, zahrnujúci aktualizáciu a modernizáciu zberu primárnych údajov i postupný systematický prechod na tvorbu systémov včasného varovania v jednotlivých pozorovaných lokalitách.

Literatúra

- ALBAA, M., BERNARDINIB, G., GIUSSANIA, A., RICCIB, P. P., RONCORONIA, F., VALGOIC, M. & ZHANGD, K., 2008: Measurement of dam deformations by terrestrial interferometric techniques. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. XXXVII. Part B1. Beijing, 133 – 139.
- BERACKO, I., 1980: Handlová – staré zosuvy. Záverečná správa zo sanačno-prieskumných prác. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 14.*
- BRIGITTE, L., 2009: Landslide impacts can be reduced. Press Release UNISDR Vol. 13 [online]. Geneva, IDNDR Secretariat, 12 August 2009 [cit. 2009-11-23], 2 s. Dostupné na internete: <http://www.unisdr.org/eng/media-room/press-release/2009/pr-2009-13-Landslide-Impacts-Can-Be-Reduced.pdf>
- DRUSA, M., CHEBEŇ, V., MUŽIK, J. & KÁLMÁNOVÁ, A., 2009: Nové trendy v geotechnickom monitoringu svahových deformácií. In: Boštík, J. & Pazdera, L. (eds.): *12th Int. Scientific. Conference, TU Brno, 4.*
- FRAŠTIA, M., 2007: Pozorovanie stability skalného bloku v doline Suchá Belá, Slovenský raj, Geodetická dokumentácia. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 11.*
- FRAŠTIA, M., 2008: Kalibrácia a testovanie digitálnych kamier pre aplikácie blízkej fotogrametrie. *Bratislava, Vydavateľstvo STU, 114.*
- FRAŠTIA, M., 2009: Meranie geometrických vlastností horninového prostredia geodetickými a fotogrametrickými metódami. In: Kohút, M. & Šimon, L. (eds.): *Spoločný geologický kongres českej a slovenskej geologickej spoločnosti. Zborník abstraktov a exkurzný sprievodca, Bratislava, 62 – 63.*
- FUSSGÄNGER, E. & JADROŇ, D., 1977: Engineering geological investigation of the Okoličné landslide using measurement of stresses existing in soil mass. *Bull. IAEG (Krefeld), 16, 203 – 209.*
- GAJDOŠ, V. & WAGNER, P., 2005: Spôsob spracovania údajov z meraní presnej inklinometrie pri monitoringu svahových pohybov. *Miner. Slov. (Bratislava), 37, 563 – 568.*
- GRÓF, V., 2008: Metódy merania pórových tlakov vody. In: Frankovská, J., Liščák, P. & Ondrášik, M. (eds.): *Geológia a životné prostredie. Zbor. vedeckých prác zo VI. slovenskej konferencie s medzinárodnou účasťou. Vyd. Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 146 – 151.*
- HOLKO, L., KOSTKA, Z. & PARAJKA, J., 2001: Snehová pokrývka. *Životné prostredie, 35, 138 – 142.*
- HONG, Y. & ADLER, R. F., 2007: Towards an early-warning system for global landslides triggered by rainfall and earthquake. *International journal of remote sensing, 28, 3 713 – 3 719.*
- HUGGEL, C., RAMÍREZ, J. M., CALVACHE, M., GONZÁLES, M., GUTIERREZ, C. & KREBS, R., 2008: A landslide early warning system within an integral risk management strategy for the Combeima-Tolima region, Colombia. *IDRC Davos, 273 – 276.*

- IGLÁROVÁ, L., WAGNER, P. & BARTOŠ, P., 2005: Metódy monitoringu stabilného stavu skalného zárezu na príklade lokality Demjata. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 37, 413 – 415.
- JADROŇ, D. & MOKRÁ, M., 1999: Havarijný zosuvy Hornej Nitry a Stredného Pohronia (Lokalita A – Veľká Čausa). *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 57.
- JÁNOVÁ, V. & LIŠČÁK, P., 2001: Súčasné metódy monitoringu procesov zvetrávania. In: *Klukanová, A. & Wagner, P. (eds.): Geológia a životné prostredie. Zbor. referátov z 2. konferencie. Vyd. Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 136 – 140.
- KLUKANOVÁ, A., 2002: Čiastkový monitorovací systém geologické faktory vo vzťahu k monitorovaciemu systému životného prostredia Slovenskej republiky. *Geol. Práce, Spr.*, 106, 15 – 19.
- KOPECKÝ, M. & MAGULA, P., 2005: 30 rokov monitoringu na Veľkomarskom zosuve (1974 – 2004) – analýza doterajších výsledkov a návrhy nových postupov. In: *Zbor. z konferencie 30 rokov sústavy vodných diel Liptovská Mara – Bešeňová. Piešťany, 2005*, 59 – 65.
- LEHOCKÝ, M., MACH, C. & DOLEJŠÍ, F., 1969: Morovno – Veľká Čausa – zosun. Sanačný inžinierskogeologický prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 10.
- MALGOT, J. & BALIAK, F., 1996: Svahové deformácie a ich vzájomná podmienenosť v rôznych geologických štruktúrach Slovenska. In: *Wagner, P. (ed.): Výskum, prieskum a sanácia zosuvných území na Slovensku, Nitrianske Rudno*, 7 – 13.
- MATEJKA, F. & HURTALOVÁ, T., 2001: Vplyv pôdnej vlhkosti na evapotranspiráciu. In: *Rožnovský, J. & Janouš, D. (eds.): Seminár SUCHO. Brno*, 7. Dostupné na internete: <http://www.chmu.cz/meteo/CBKS/sucho01/Matejka.pdf>
- MESKO, M., OTEPKA, J., MENZELOVÁ, O., NOVOTNÝ, P. & ŠTOFKO, S., 1985: Veľká Čausa – prieskumno-sanačné práce. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 40.
- NEMČOK, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. *Bratislava, Veda*, 319.
- ONDREJKA, P. & WAGNER, P., 2008: Analýza vývoja stabilného stavu zosuvného územia. In: *Frankovská, J., Liščák, P. & Ondrášik, M. (eds.): Geológia a životné prostredie. Zbor. vedeckých prác zo 6. slovenskej konferencie s medzinárodnou účasťou. Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 132 – 137.
- ONDREJKA, P., 2009: Analýza vzťahu medzi vypočítaným stupňom stability a pohybovou aktivitou na príklade zosuvu pri Okoličnom. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 41 (v tlači).
- OTEPKA, J., TICHÝ, Š., ROHÁČIKOVÁ, A., FEKEČ, J. & OBERNAUER, M., 1976: Veľká Čausa – prieskum a sledovanie zosuvov. Predbežný inžinierskogeologický prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 79.
- PETRO, L., WAGNER, P. & POLAŠČINOVÁ, E., 2001: Výsledky dlhodobého monitoringu prúdového zosuvu pri Finticiach. In: *Klukanová, A. & Wagner, P. (eds.): Geológia a životné prostredie. Zbor. referátov z 2. konferencie. ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 131 – 135.
- PETRO, L., KOŠŤÁK, B., POLAŠČINOVÁ, E. & SPIŠÁK, Z., 1999: Monitoring blokových pohybov v Slanských vrchoch. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 31, 549 – 554.
- PETRO, L., VLČKO, J., ONDRÁŠIK, R. & POLAŠČINOVÁ, E., 2004: Recent tectonics and slope failures in the Western Carpathians. *Engng Geol. (Amsterdam)*, 74, 103 – 112.
- PONZIANI, F., BOSCHERINI, A., FELICIONI, G., MENCARONI, B., OGNA, M., SEVERI, A., SORRENTINO, A., TESORINI, M., TOCCACELLI, B., CARDINALI, R. & BUCCIOLI, A., 2008: Early warning system for rockfalls and landslides risk prevention. *Int. Geol. Congress, Oslo, Poster presentation*.
- ROSSI, M., PERUCCACCI, S., GUZZETTI, F., CARDINALI, M., REICHENBACH, P., ARDIZZONE, F., SALVATI, P., BRUNETTI, M. T., MONDINI, A., CORAZZA, A., LEONE, F. & TONELLI, G., 2009: Italian landslide early warning system. *Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU, Vienna*, 2 558.
- ŠIMEKOVÁ, J., MARTINČEKOVÁ, T. (red.), ABRAHÁM, P., BALIAK, F., CAUDT, L., GEJDOŠ, T., GREŇČIKOVÁ, A., GRMAN, D., HRAŠNA, M., JADROŇ, D., KOPECKÝ, M., KOTRČOVÁ, E., LIŠČÁK, P., MALGOT, J., MASNÝ, M., MOKRÁ, M., PETRO, L., POLAŠČINOVÁ, E., RUSNÁK, M., SLUKA, V., SOLČIANSKY, R., WANIEKOVÁ, D., ZÁTHURECKÝ, A. & ŽABKOVÁ, E., 2006: Atlas of slope stability maps of the Slovak Republic 1 : 50 000. *Publ. Ministry of the Environment of the Slovak Republic, Bratislava/INGEO-ighp s. r. o., Žilina*.
- VAŘILOVÁ, Z. & ZVELEBIL, J., 2005: Sandstone relief geohazards and their mitigation: Rock fall risk management in the Bohemian Switzerland National Park. In: *Christian, R. & Krippel, Y. (eds.): Sandstone landscapes in Europe: Past, Present and Future. Vianden*, 53 – 38.
- VLČKO, J., GREIF, V. & HENČELOVÁ, L., 2006: Inžinierskogeologické posúdenie stability hradného brala NKP Devín. In: *Wagner, P., Klukanová, A. & Frankovská, J. (eds.): Geológia a životné prostredie. Zbor. abstraktov z V. konferencie. Bratislava*, s. 15 (CD ROM – 12 s.).
- VYBÍRAL, V. & WAGNER, P., 2002: Interpretácia výsledkov meraní pola PEE pri monitorovaní svahových deformácií. In: *Klukanová, A. & Hrašna, M. (eds.): Geológia a životné prostredie. Zbor. referátov z 3. konferencie. ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 31 – 34.
- WAGNER, P., IGLÁROVÁ, L. & PETRO, L., 2000: Methodology and some result of slope movements monitoring in Slovakia. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 32, 359 – 367.
- WAGNER, P., IGLÁROVÁ, L., PETRO, L. & SCHERER, S., 2002: Monitorovanie zosuvov a iných svahových deformácií. *Geol. Práce, Spr.*, 106, 21 – 42.
- WAGNER, P. & PAUDITŠ, P., 2002: Complete evaluation of landslide activity. In: *Michalík, J., Šimon, L. & Vozár, J. (eds.): Proc. of the XVII. Congress of CBGA, Bratislava. Geol. Carpath.*, 53, Spec. issue (CD-ROM, 6 s.).
- WAGNER, P., ONDREJKA, P. & BJEL, D., 2006: Systémy včasného varovania na zosuvných územiach. In: *Wagner, P., Klukanová, A. & Frankovská, J. (eds.): Geológia a životné prostredie. Zbor. abstraktov z V. konferencie. Bratislava*, s.14 (CD nosič 13 s.).
- WILLENBERG, H., SPILMANN, T., EBERHARDT, E., EVANS, K., LOEW, S. & MAURER, H. R., 2002: Multidisciplinary monitoring of progressive failure processes in brittle rock slopes: Concepts and system design. In: *Rybář, J., Stemberk, J. & Wagner, P. (eds.): "Landslides". Proc. The first European Conference on Landslides. A. A. Balkema*, 477 – 483.
- WILSON, R. C., 2004: The rise and fall of a debris-flow warning system for the San Francisco Bay Region, California. In: *Glade, T., Anderson, M. & Crozier, M. J. (eds.): Landslide hazard and risk. John Wiley and sons, chapter 17*, 493 – 516.
- ZÁRUBA, Q. & MENCL, V., 1987: Sesuvy a zabezpečování svahů. *Praha, Academia*, 338.

Rukopis doručený 3. 12. 2009

Revidovaná verzia doručená 18. 1. 2010

Rukopis akceptovaný red. radou 7. 9. 2010

Current trends in the monitoring of slope movements

Many years of experience confirm that the knowledge of the development of slope movements activities and the early prevention against their unfavourable effects is possible on the results of monitoring of the phenomena that directly or indirectly characterize the current state of the slope stability.

Monitoring of slope movements was a part of the engineering geological investigation in unstable areas in the past; usually applied during and after realization of corrective measures to verify their effectiveness and functionality. Areal monitoring of landslides and other slope deformations is currently carried out at selected localities from all over Slovakia in the frame of the project "Partial monitoring system of geological factors", whose customer is the Ministry of Environment of the Slovak Republic and is coordinated by the State Geological Institute of Dionýz Štúr (Klukanová, 2002).

Monitoring methods used in solving of this project, as well as in usual engineering geological practice are summarized in Tab. 1. Presentation of monitoring results in the past and present have usually the form of time series of observed changes in the parameters and give an information about the development and the relationship between various observed parameters (Fig. 1). On some sites the results of monitoring at this stage of data collection have already contributed to the practical solutions of the unfavourable conditions of observed slopes (Wagner et al., 2002). For example, in the Slovenský raj area (Slovak Paradise – the Suchá Belá valley) a tourist pavement was removed away from an unstable rock block based on

repeated photogrammetric measurements and evaluation (Fig. 2).

Because of the significant advances in methods of collecting and processing data from monitoring measurements it is necessary to expand and improve the methods of the slope movements monitoring in the future. Perspective data collection methods are summarized in Table 1 and their description is a relevant part of the paper.

Regarding to landslides, there is mainly expected the application of the remote sensing methods, continual inclinometry, and methods of measurement of vibration in the rock or soil mass by microseismic methods. From the landslide triggering factors it is necessary to include into the monitoring program the measurements of pore pressures, the character of snow cover and soil moisture.

In the monitoring of rock fall indication there is expected the gradual application of automatic dilatometers and modern photogrammetric methods (mainly terrestrial laser scanning technology – Fig. 3). Early identification of the changes of rock mass stress state before its own failure may be recorded by the microseismic measurements (Ponziani et al., 2008).

Monitoring of the creep slope movements is realized by the TM-71 optical-mechanical dilatometers. This method is sufficiently proved and can be recommended in the future.

The obtaining of the sufficient information on the state of monitored slope will gradually enable to move to a higher level of monitoring – the creation and installation of the early warning systems for the slope movement. The set of questions related to this problem is summarized at the end of the paper.

Významné horniny používané ako opracované kamene v historických pamiatkach Slovenska

DANIEL PIVKO

Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Bratislava;
pivko@fns.uniba.sk

Important rocks used like finely dressed stones in historical monuments of Slovakia

The article is the review of up to now realized research (especially in the Western Slovakia) of the finely dressed stones used in historical buildings from the Roman time up to the end of the First World War. During Antiquity and Medieval Period mainly inland soft porous rocks as sandstones, tuffs, Neogene limestones and travertines were exploited. They were easy worked out for ashlar, architectural elements and statues. In the late Gothic, in Renaissance and Baroque the tombstones were the most often carved from the compact red nodular limestones of nowadays Hungary, Austria and Slovakia. In Baroque there was a growth of colour scale of compact limestones and limestone breccias for polished interior products. Mainly imported stones were used. Softer porous sandstones, limestones and tuffs were dressed for exterior.

Key words: dressed stones, monuments, Slovakia

Úvod

Článok uverejňuje predbežné výsledky výskumov opracovaných kameňov použitých na území Slovenska v historických pamiatkach od rímskych čias cez stredovek, až po koniec 1. svetovej vojny. Koniec obdobia bol takto zvolený z dôvodu, že po tomto termíne sa kvôli rozpadu Rakúsko-Uhorska výrazne zmenili zdroje kamenného materiálu. Prehľad hornín nie je kompletný, uvádzajú sa tu však podstatné zdroje. Ťažisko je venované západnému Slovensku, kde prebehlo najviac výskumov.

Horniny boli charakterizované na základe ich petrografie, minerálneho zloženia a mikrofácií v polarizačnom mikroskope. Niektoré sa podrobili analýze stabilných izotopov C a O a RTG difrakcii. Mnohé z hornín majú výrazné osobité makroskopické znaky, na základe ktorých sa dajú jednoznačne určiť porovnávaním s existujúcimi katalógmi.

Skúmané boli jemne a hrubšie opracované výrobky. K prvým patria obkladové a dlažobné dosky, okenné rámy, schodiskové stupne, náhrobné dosky a tesané formy (portály, zábradlia, náhrobníky, oltáre, krby). Hrubšie opracované sú kvádre alebo dlažobné kocky.

Oproti okolitým krajinám je identifikácia kameňov historických pamiatok u nás v začiatkoch. Systematický výskum v tejto oblasti len začína. Súpis kameňolomov Uhorska bol publikovaný začiatkom 20. storočia (Schafarzík, 1904), kde sú spomenuté aj kameňolomy, v ktorých sa získavali bloky. Na Slovensku sa problematike pieskovcov historických pamiatok Spiša a Šariša, travertínov a vulkanických hornín venovala Čabalová

(1976, 1988). Stručne situáciu slovenských dekoračných kameňov spracovali Drappan (1986) a Čabalová (1989). Geológia hradov je v krátkosti opísaná v článkoch Mišíka a Vlčka (1997). Kamenný materiál rímskych stavieb v lži zachytávajú práce Chrastinu (napr. 2003) a suroviny kamennej doby Hovorku a Illášovej (2002). V Bratislave sa prvý o mapovanie niektorých dekoračných kameňov pokúsil Ivan (1942), neskôr Mišík (1998) a Pivko (1999). Na fyzikálno-mechanické vlastnosti kameňov niektorých historických objektov hlavného mesta SR poukazujú práce Holzera et al. (2004) a Laha et al. (2006).

Systematickejší výskum dekoračných kameňov začal v roku 2005, na základe ktorého bolo v historických pamiatkach najmä západného Slovenska identifikovaných veľa typov kameňov pochádzajúcich predovšetkým z okolitých štátov, našli sa však i nové zdroje na Slovensku (Pivko, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, v tlači).

Silne pórovité horniny

Pórovité vápence, karbonatické pieskovce a zlepenca

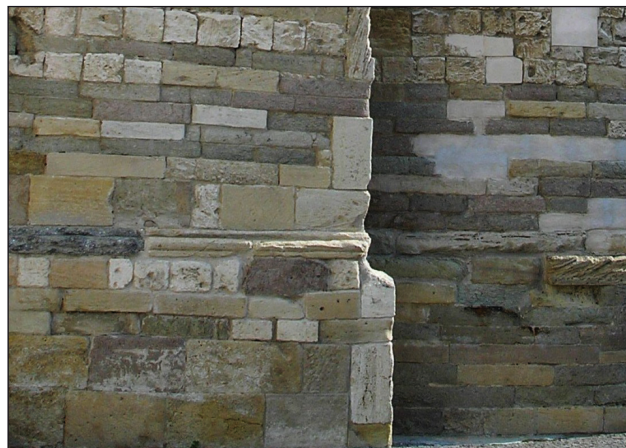
Najlepšie je preskúmaná oblasť jz. Slovenska, zvlášť okolie Bratislavy. Tu sa od rímskych čias ťažil na stavebné a dekoračné účely litavský vápenec bádenského veku, ktorý má najviac podobu karbonatického pieskovca až zlepenca. Pochádza z viacerých kameňolomov na Devínskej Kobyle (Devín) a v Hainburských vrchoch (Hainburg, Bad Deutsch Altenburg, Hundsheim). Litavský vápenec z Litavských vrchov (Winden, Kaisersteinbruch, Mannsberg) a z okolia Nežiderského jazera (St. Margarethen) má charakter

biodetritického až riasového vápenca. V rímskej dobe od 1. stor. pr. Kr. po 4. stor. po Kr. a potom v ranom stredoveku sa podľa použitého materiálu využívali zrejme menšie jamové lomy až kameňolomy umiestnené v oblasti viníc



Obr. 1. Gotický kostol v Devíne obložený litavským vápencom z Devína.

Fig. 1. Gothic church in the village Devín with the ashlar of Leitha limestone from the Devín quarry.



Obr. 2. Románsky kostol Sv. Emeráma na Nitrianskom hrade je obložený kvádkami svetlých sarmatských vápencov, kvádkami tmavých neogénnych ignimbitov a panónskych vápencov. Roh je spevnený kvádkami neogénnych travertínov.

Fig. 2. Romanesque church of St. Emmeram in the Nitra castle covered by the small ashlar of light Sarmatian limestone, large ashlar of dark Neogene ignimbrite and Panonian sandstone. Corner is strengthened by the large Neogene travertine ashlar.

a na lokalite Merice pri Devíne. Vo vrcholnom stredoveku až novoveku otvorili kameňolom na karbonatický pieskovec pri Devíne na jz. svahu Devínskej Kobyly. Kameň sa dopravoval do obce (obr. 1) na stavbu hradu a kostola a do Bratislavy (hrad, radnica, Dóm sv. Martina a iné kostoly). Dnes nevyužívaný kameňolom má dĺžku steny okolo 150 m, miestami dosahuje výšku 6 m (Pivko, v tlači).

Na stavby v rímskom tábore Gerulata v Rusovciach i na stredoveké kostoly v Bratislave a okolí sa hojne používal aj litavský vápenec z Hainburgu. Dnes je hlavný kameňolom zasypáný, svedčí o ňom názov ulice Steinbruchweg. Medzi Bad Deutsch Altenburgom a Hundsheimom sa nachádzajú tri veľké opustené kameňolomy, ktoré boli aktívne najmä od baroka (Rohatsch, 2005). Pravdepodobne už v rímskej dobe sa u nás objavil materiál z tejto oblasti. Zo severnej časti Litavských vrchov sú u nás možno použité kamene v Gerulate, konkrétne litavské vápence z Mannersdorfu napr. v Bratislavskej radnici a z Kaisersteinbruchu napr. na hrade Červený Kameň. Karbonatický pieskovec zo St. Margarethen sa často objavuje najmä v novovekej Bratislave i v západnej časti Slovenska.

Vo Wolfsthalí pri Bratislave sa už za Rimanov ťažili oolitické sarmatské vápence. Nájdú sa na stavbách v bratislavskom okolí (i v Gerulate). Podobné sa nachádzajú v starom kameňolome pri Dúbravke. Zatiaľ ešte neboli identifikované na stavebných objektoch. Sarmatské foraminiforové vápence z neznámej lokality v susedstve Nitry sa použili v 1. kostole na našom území z 9. storočia (obr. 2), ktorý sa nachádza práve v tomto meste. Pri Skalici sa v stredoveku ťažili sarmatské organogénne vápence pre blízke okolie. Príkladom ich použitia je aj baroková bazilika v Šaštíne. Na jz. Slovensku sa objavuje i sarmatský vápenec z okolia Budapešti.

Kráľický pieskovec a podobné eocénne pieskovce, kalkarenity až drobnozrnné konglomeráty bázy podtatranskej skupiny sa ťažili v blízkosti Banskej Bystrice a Myjavy, na Liptove, Spiši a Šariši. V niektorých sú viditeľné numulity. Príkladmi použitia sú kostoly a paláce v Banskej Bystrici, farský kostol v Novom Meste nad Váhom a v Sádke, kláštor na Kláštorisku a Bojnický zámok. Opracované pieskovce asi podtatranskej skupiny sa použili v meste z doby bronzovej, objavenom na lokalite Myšia hôrka pri Spišskom Štvrtku (Dvořák, 2003).

V Trnave a okolí sa využíval od stredoveku vrchnokriedový karbonatický zlepenec až pieskovec z Dobrej Vody (obr. 4), ktorý bol nazvaný „dobrovodský kameň“ (Pivko, 2008, Hornáčková, 2008). V novšej dobe sa pravdepodobne pre prestavbu Smolenického zámku ťažil i na lokalite Malé skalky medzi Dobrou Vodou a Chtelnickou dolinou. Z geologického hľadiska patrí hornina k baraneckým pieskovcom veku koňak (Began et al., 1984).

Travertíny

Travertín z úpätia pohoria Gerece sa využíval už od doby Rimanov v regióne Podunajskej nížiny (rímsky tábor v Iži, pamiatky v Komárne, kostol v Bíni). Travertín z oblasti Spišského Podhradia sa ťažil v stredoveku pre stavbu Spišského hradu a blízkych kostolov (obr. 3).

V Nitre (obr. 2) a okolí sa objavuje svetlý travertín až riasový vápenec, ktorý najskôr pochádza z hornej Nitry. Pravdepodobne ide o sladkovodné vápence hlavinských vrstiev panónu spomínanej oblasti (Fordinál a Nagy, 1997).

Pieskovce

V blízkosti Piešťan sa od stredoveku ťažil kremenný pieskovec z panónskych piešťanských vrstiev (Maglay, 2006), ktorý sme nazvali „piešťanský pieskovec“ (Pivko, v tlači, b). Nachádza sa aj v Ponitří (Klížske Hradište, Sádok, Velké Uherce) a hojne v Nitre (obr. 2). Svojím rozsahom použitia je to jeden z najvýznamnejších kameňov na Slovensku. Podobné klastiká sa našli na veľkomoravskom dvorci v Ducovom. Ide o zlepence pravdepodobne z ducovských vrstiev mladšieho miocénu (Maglay, 2006).

Panónsko-pontský pieskovec z beladického súvrstvia (Maglay, 2006) sa využíval pravdepodobne v stredoveku v okolí Bernolákova (románske kostoly v Bernolákove, Boldogu a Štvrtku na Ostrove). V Trenčíne sa dobýval miestny pieskovec egenburského veku. Zachoval sa v stredovekých stavbách Trenčína i v románskom kostole pri Sedmerovci. Patrí do kľačianskeho zlepenca čausianskeho súvrstvia (Ivanička et al., 2007).

Na strednom Považí, Kysuciach, Orave, Liptove, Spiši a Šariši sa od stredoveku využívali hlbokomorské pieskovce flyšového a bradlového pásma a podtatranskej skupiny. Príkladom realizácie je Bytčiansky zámok, farské kostoly v Žiline, Liptovskom Mikuláši, v Levoči a v Bardejove. Z flyšových pieskovcov sú mnohé kostoly spišskej a šarišskej gotiky (Čabalová, 1988a). Z neopracovaných kusov flyšových laminovaných pieskovcov je postavený veľkomoravský kostol v Kopčanoch.

Oblasti, v ktorých sa v minulosti ťažili flyšové pieskovce uvádzané v prácach Schafarzika (1904) a Čabalovej (1989), sú zaradené do geologických jednotiek a do jednotlivých súvrství na základe geologických máp 1 : 50 000 (Gross et al., 1994, 1999; Koráb, 1983; Mello et al., 2005; Nemčok, 1990; Potfaj et al., 2002, 2003; Žec et al., 2006). Lokalita severného Zemplína patrí do duklianskej jednotky flyšového pásma pravdepodobne cišnianskych vrstiev, ktoré sú pieskovcovým flyšom paleocénneho veku. Račianska jednotka magurského príkrovu flyšového pásma je zastúpená hlavne pieskovcovým zlínskym súvrstvím stredného až vrchného eocénu. Územia sa nachádzajú na Považí od Púchova po Žilinu, na Kysuciach v severnom pruhu od Makova po Čadcu a v južnom pruhu od Žiliny po Osčadnicu. Račianska jednotka magurského príkrovu je na východe v Šariši a severnom Zemplíne reprezentovaná najmä makovickými pieskovcami, menej glaukonitovými pieskovcami zlínskeho súvrstvia stredného až vrchného eocénu. Lokality Šariša v bystrickej jednotke magurského príkrovu patria k zlínskemu súvrstviu stredného eocénu alebo k tvarožeckým pieskovcom paleocénu až spodného eocénu. Do krynickej jednotky magurského príkrovu prináleží sever Oravy, ktorý je pravdepodobne magurským pieskovcom paleocénu až eocénu. V Šariši a na severnom Zemplíne je krynická jednotka reprezentovaná hlavne

piesčitým strihovským súvrstvím stredného a vrchného eocénu, menej čergovským súvrstvím spodného eocénu. Bielokarpatskú jednotku magurského príkrovu predstavujú pieskovce z Myjavy. Flyš bradlového pásma, ktorý je tvorený jarmutsko-pročským súvrstvím paleocénu až stredného eocénu, vystupuje pri Oravskom Podzámku (kriedový flyš) a v Šariši. Mnoho lokalít flyšových pieskovcov sa nachádza



Obr. 3. Neskororománsky portál Katedrály sv. Martina v Spišskej Kapitule zhotovený zo spišského travertínu.

Fig. 3. The Late Romanesque portal of the St. Martin church in Spišská Kapitula worked of the Spiš travertine.



Obr. 4. Stredoveká časť kameňolomu v Dobrej Vode, kde sa ťažil vrchnokriedový konglomerát.

Fig. 4. Medieval part of the quarry in Dobrá Voda village where the Upper Cretaceous conglomerate was extracted.

v podtatranskej skupine na Orave a na Spiši, kde sa ťažili pieskovce zubereckého alebo bielopotockého súvrstvia vrchného eocénu až spodného oligocénu.

Vulkanicko-sedimentárne horniny

Od obdobia stredoveku sa na strednom i východnom Slovensku ťažili a používali na stavebné účely pyroklastiká a epiklastiká z neovulkanitov. Väčšinou sú andezitového, menej ryolitového zloženia. Neogénne andezitové tufy, tufity, lapilové tufy, aglomeráty a brekcie sa ťažili v pohorí Pohronský Inovec, vo Vtáčniku pri Prievidzi a okolí Handlovej, v Kremnických vrchoch, východne od Banskej Bystrice, v okolí Zvolena, v oblasti medzi Krupinou a Šahami, západne od Lučenca a v Zemplínskom pohorí (Schafarzík, 1904). Príkladmi realizácie sú stredoveké kostoly v Hronskom Beňadiku, v Kalinčiakovke (obr. 5) a v Košiciach, domy v Banskej Bystrici, Zvolenský a Bojnický zámok, pamiatky v Banskej Štiavnici, Šahách, Želiezovciach, Bátovciach.

Osobitne vyčleňujeme „obycký tuf“ – ignimbrit, ktorý našiel uplatnenie od stredoveku napríklad v stavbách v Zlatých Moravciach, Topoľčiankach, Kostolanoch pod Tribečom, Nitre (obr. 2), Sádku a Klížskom Hradišti. Tuf patrí do jednotky stredoslovenských neovulkanitov Západných Karpát, presnejšie do drastvickej formácie štiavnického stratovulkánu sarmatského veku (Konečný et al., 1998b). V okolí Banskej Štiavnice boli používané pemzové tufy. Nachádzajú sa i na stredovekých kostoloch v Turci a pochádzajú pravdepodobne z Kremnických vrchov.



Obr. 5. Románska apsida kostola v Kalinčiakovke postavená z kvádrov neogénnych tufitov.

Fig. 5. Romanesque church in Kalinčiakovka built from the ashlars of Neogene epiclastics.

Vulkanické horniny

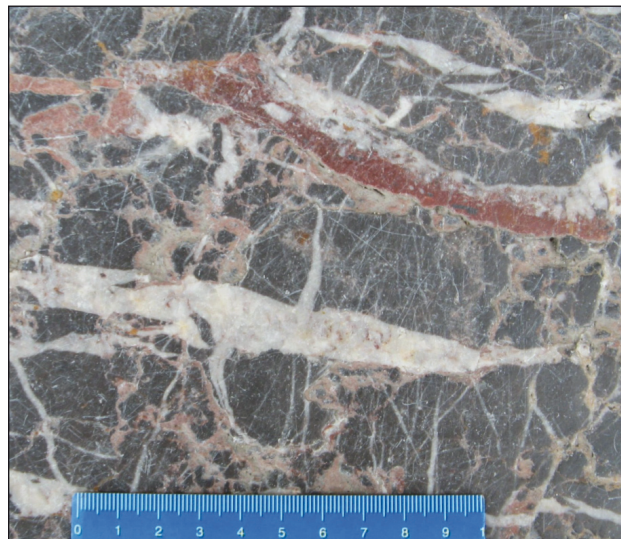
Ryolit zo Žiarskej kotliny sa využíval oddávna, no na dekoratívne účely až od stredoveku (napr. náhrobníky v Hliníku nad Hronom a trojičný stĺp v Banskej Štiavnici). Najznámejšie lokality ryolitov z Hliníka nad Hronom, z Novej Bane a Vyhní patria do jastrabskej formácie stredoslovenských neovulkanitov, ktorá sa vytvorila vo vrchnom sarmate (Konečný et al., 1998b). V Banskej Štiavnici a v Kremnici je na historických stavbách použitý miestny premenený andezit a v Košiciach sivý andezit až dacit zo Slanských vrchov (porovnaj Rozložník a Trančík, 1975).

Slabo pórovité horniny

Kompaktné vápence

Sivý žilkovaný spodnotriasový vápenec bol použitý na barokové oltáre v Trenčíne, Prievidzi (obr. 6) a v Banskej Bystrici. Pravdepodobne pochádza z hornej Nitry, kde Schafarzík (1904) uvádza kameňolomy aj s možnosťou získavania blokov.

Na náhrobníky sa najčastejšie používali najmä jurské červené hluznaté vápence. Zo začiatku bol dodávaný liasový pisznický vápenec z pohoria Gereče, označovaný ako „červený mramor“ z Gereče (Pintér et al., 2004); nachádza sa napr. v Trnave, v Bratislave a okolí, v Nitre ale i v Spišskej Kapitule. Počas okupácie južného Uhorska Turkami sa hľadali iné zdroje. Na Spiši až po Košice sa využíval vrchnojurský červený hluznatý vápenec z bradlového pásma pri Starej Ľubovni (obr. 7), na j. Slovensku možno i vrchnotriasový halstattský vápenec „brezovský mramor“. Hlavné na z. Slovensko sa dovážal liasový červený hluznatý vápenec z Adnetu pri Salzburgu (Kieslinger, 1964). Červenohnedý „Adnet



Obr. 6. Triasový vápenec použitý v barokovom kostole v Prievidzi.

Fig. 6. Triassic limestone used in Baroque church in Prievidza town.



Obr. 7. Náhrobník vytesaný z červeného hluznatého vápence z bradlového pásma na kostole v Sabinove.

Fig. 7. Tombstone on church in Sabinov carved from the red nodular limestone of the Klippen belt.

Lienbacher“ tvorí veľa náhrobníkov a oltárnych dosiek napr. v Bratislave, Trnave, Nitre, pravdepodobne i sarkofág obrovských rozmerov na Bojníckom zámku. „Adnet Schnöll“ obsahuje červenú aj sivú farbu. Okrem náhrobníkov a oltárov v spomínaných mestách nájdeme z neho časti oltárov v bazilike v Šaštíne. Od Adnetu je i jurský červeno-biely karbonatický zlepenec „Adnet Scheck“ a rétsky koralový vápenec „Adnet Tropf“ a „Urbano“. Krásne ukážky konglomerátu „Adnet Scheck“ sa nachádzajú v Bratislave, Trnave a Nitre, napr. telo Mariánskeho stĺpa na Františkánskom námestí v Bratislave. „Adnet Tropf“ poskytuje nádherné ukážky v bazilike v Šaštíne.

Z oblasti Salzburgu pochádza aj „untersberský mramor“, ktorý je vrchnokriedovým karbonatickým pieskovcom (Kieslinger, 1964), a pestrofarebná jurská karbonátová brekcia Schwarzensee. Obidva kamene majú najkrajšie realizácie v nitrianskej katedrále a šaštínskej bazilike. Po Dunaji sa dopravoval aj malmský solnhofenský vápenec z Bavorska (Kieslinger, 1979). V mnohých kostoloch, kaštieloch a palácoch najmä západného Slovenska sú z neho dlažby, je však i v košickom Dóme sv. Alžbety. Tesali sa z neho aj reliéfy. Najvýchodnejší reliéf sme zatiaľ zistili v Levoči.

Problematické vzhľadom na pôvod sú čierne, miestami bielo žilkované „mramory“, presnejšie devónske vápence. Pravdepodobne pochádzajú z Poľska, kde sa označujú ako „marmur dębnicki“ (Rajchel, 2004), prípadne niektoré

z Nemecka, kde je čierny vápenec známy ako „Schupbach Schwarz“ (Grimm, 1990). Od 18. storočia sa v panských sídlach objavujú výrobky ako krby a krycie dosky nábytku z ušľachtilých „mramorov“, presnejšie rozmanitých paleozoických a mezozoických organogénnych, kalových vápencov, karbonatických brekcií z Talianska, Dalmácie, Francúzska, Belgicka a Nemecka.

Mramory

Podľa doterajších výskumov k nám v 18. storočí prvýkrát doviezli na väčšiu prácu biely kararský mramor. Nachádza sa v kaplnke Dómu sv. Martina v Bratislave. Neskôr bol použitý na sochy a oltáre v rôznych častiach krajiny.

Intruzívne horniny

V okolí Bratislavy sa s rozvojom technológie ťažby a spracovania hornín začal využívať v 19. stor. miestny granit až granodiorit karbónskeho veku, tzv. „bratislavská žula“. Vyrábali sa z neho dlažobné kocky a obrubníky, ktoré možno vidieť v centre Bratislavy, ale i kvádre, ako je to v Devíne (pamätník, brány) a v Bratislave (napr. piliere pôvodného Červeného mosta, kvádre kalvínskeho kostola). Dovážala sa i sivá mauthausenská žula karbónskeho veku pochádzajúca z rakúskej časti Českého masívu. Použitá je napr. na Starom moste a v Blumentálskom kostole.

Záver

Počas rímskej doby sa využívali litavské vápence z okolia Bratislavy a maďarské travertíny z oblasti Komárna. Kameňolomy boli vzdialené od miesta použitia cca do 10 km. Kvalitnejšie horniny na plastiky sa dopravovali i z väčšej vzdialenosti. V období staroveku a stredoveku sa u nás ťažili najmä silne pórovité horniny ako pieskovce, tufy, neogénne vápence a travertíny, ktoré sa dali ľahko opracovať na kvádre, architektonické články a plastiky. V 9. až 10. storočí využívali najmä lomový kameň z blízkeho susedstva. Výnimkou sú opracované pórovité vápence Pribinovho kostola v Nitre, ktoré sa však teraz nachádzajú len v sekundárnej polohe. V 11. až 15. storočí boli v obľube kamenné kvádre a iné kamenárske výrobky. Kvalitnejšie horniny získavali zo vzdialenosti do 30 km vzdušnou čiarou. Koncom gotiky, v renesancii a v baroku sa tesali náhrobné kamene najčastejšie z kompaktných červených hluznatých vápencov. Od 14. až po začiatok 16. storočia sa dovážali z pohoria Gereče do vzdialenosti 100 až 200 km. V baroku sa zvýšila farebná škála používaných vápencov a vápencových brekcií na leštené výrobky v interiéroch. Na to sa používali rôzne, no najmä importované vápence, ktoré sa privážali predovšetkým po Dunaji z Horného Rakúska a z Bavorska zo vzdialenosti 300 až 500 km. Kararský mramor z Talianska a iné ušľachtilé „mramory“ z južnej a západnej Európy sa objavili až v 18. storočí. Mäkkšie opracovateľné pieskovce, vápence a tufy domácej proveniencie, prípadne z Litavských vrchov sa upotrebili v exteriéroch na portály a plastiky. V okolí Bratislavy sa v 19. stor. používala miestna žula.

Podakovanie. Článok vznikol s podporou grantov APVV 0280-07 a APVV-0465-06.

Literatúra

- BEGAN, A., HANÁČEK, J., MELLO, J. & SALAJ, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*.
- ČABALOVÁ, D., 1976: Die Travertine der Ostslowakei. *Wiss. Z. Univ. Halle*, 25, 6, 27 – 36.
- ČABALOVÁ, D., 1988a: Sandstone of the Magura Flysch as a construction and decorative material. In: *Proc. act. 6. int. Congr. on deterior. and conserv. of stone. Toruń*, 466 – 475.
- ČABALOVÁ, D., 1988b: Štúdium nasiakavosti vulkanických hornín Slovenska z hľadiska možnosti ich využitia pre ušľachtilú a hrubú kamenársku výrobu. *Geol. Průzk.*, 30, 2, 40 – 44.
- ČABALOVÁ, D., 1989: Suroviny na ušľachtilú a hrubú kamenársku výrobu v SSR. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 21, 455 – 464.
- DRAPPAN, L., 1986: Dekoračný kameň v SSR. In: *Zbor. 7. konf. o silikát. surovinách, Karlové Vary*, 188 – 196.
- DVOŘÁK, P., 2003: Stopy dávnej minulosti 2. Slovensko v staroveku. *Rak, Budmerice*, 279.
- FORDINÁL, K. & NAGY, A., 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchno-panónske sedimenty v podunajskej panve. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 29, 6, 401 – 406.
- GRIMM, W.-D., 1990: Bildatlas wichtiger Denkmalgesteine der Bundesrepublik Deutschland. *Arbeitshefte 50, Bayerischen Landesamtes für Denkmalpflege, München*, 655.
- GROSS, P., BUČEK, S., ĐURKOVIČ, T., FILO, I., KAROLI, S., MAGLAY, J., NAGY, A., HALOUZKA, R., SPIŠÁK, Z., ŽEC, B., VOZÁR, J., JETEL, J., KUBEŠ, P., KOVÁČIK, M., ŽÁKOVÁ, E., MELLO, J., POLÁK, M. & JACKO, S., 1999: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. *MŽP – GS SR, Bratislava*.
- GROSS, P., FILO, I., HALOUZKA, R., HAŠKO, J., HAVRILA, M., KOVÁČ, P., MAGLAY, J., MELLO, J. & NAGY, A., 1994: Geologická mapa južnej a východnej Oravy 1 : 50 000. *MŽP – GÚDŠ, Bratislava*.
- HOLZER, R., DURMEKOVÁ, T. & LAHO, M., 2004: Ancient building stone sources of Bratislava monuments. *Dimension Stone 2004: New Perspectives for a Tradition. Build. Mat. Balkema*, 51 – 56.
- HORNÁČKOVÁ, A., 2008: Dobrovodský kameň. *Pamiatky Trnavy a Trnavského kraja*, 11, KPÚ, Trnava, 47 – 48.
- HOVORKA, D. & ILLÁŠOVÁ, L., 2002: Anorganické suroviny doby kamennej. *Univ. Konštantína Fil., Nitra*, 190.
- CHRASTINA, P., 2003: Petrografická analýza kamenárskych artefaktov rímskeho kastela v Iži pri Komárne. *O. Kanás, Nitra*, 76.
- KIESLINGER, A., 1964: Die nutzbaaren Gesteine Salzburgs. *Berglandbuch*, 435.
- KIESLINGER, A., 1979: Wiener Baustoffe bis um 1600. In: *Koller, M. & Rainer, P. (eds.): Steinkonservierung und Steinrestaurierung. Restauratorenblätter. Band 3, Wien*, 26 – 107.
- KORÁB, T., 1983: Geologická mapa Nízkyh Beskýd – východná časť 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- LAHO, M., GREIF, V. & HOLZER, R., 2006: Prírodný stavebný kameň na niektorých historických pamiatkach v Bratislave. CD ROM. In: *Geológia a životné prostredie. Bratislava, ŠGÚDŠ*.
- IVAN, L., 1942: Najužívanejšie obkladné a dekoračné kamene bratislavské. *Technik*, 2, 10, 149 – 150.
- IVANIČKA, J., HAVRILA, M., KOHÚT, M., KOVÁČIK, M., MADARÁS, J., OLŠAVSKÝ, M., HÓK, J., POLÁK, M., FILO, I., ELEČKO, M., FORDINÁL, K., MAGLAY, J., PRISTAŠ, J., BUČEK, S. & ŠIMON, L., 2007: Geologická mapa Považského Inovca a JV časti Trenčianskej kotliny. *Bratislava, ŠGÚDŠ*.
- MAGLAY, J. (ed.), 2006: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Trnavskej pahorkatiny. *Bratislava, ŠGÚDŠ*.
- MELLO, J., POTFAJ, M., TEŤÁK, F., HAVRILA, M., RAKÚS, M., BUČEK, S., FILO, I., NAGY, A., SALAJ, J., MAGLAY, J., PRISTAŠ, J. & FORDINÁL, K., 2005: Geologická mapa Stredného Považia 1 : 50 000. *MŽP – ŠGÚDŠ, Bratislava*.
- MIŠÍK, M., 1998: Miliónroční svedkovia. Čo prezrádzajú dekoračné a stavebné kamene v Bratislave. *Quark*, 4, 1, 2 – 24.
- MIŠÍK, M. & VLČKO, J., 1997: Z čoho sú postavené a na čom stoja slovenské hrady, 1. – 3. časť. *Geografia*, 5, 2 – 4.
- NEMČOK, J., 1990: Geologická mapa Pienin, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- PINTÉR, F., SZAKMÁNY, G., DEMÉNY, A. & TÓTH, M., 2004: The provenance of "red marble" monuments from the 12th–18th centuries in Hungary. *Eur. J. Mineral.*, 16, 619 – 629.
- PIVKO, D., 1999: Geologická exkurzia po dekoračných kameňoch centra Bratislavy. *Acta geol. Univ. Comen.*, 54, 111 – 126.
- PIVKO, D., 2005: Urban geology and historical sites in Bratislava. *Geoturistika*, 2, 2 (3), 39 – 47.
- PIVKO, D., 2006: Stavebné a dekoračné kamene Nitrianskeho hradu. *Miner. Slov., Geovestník (Bratislava)*, 38, 2, 2 – 3.
- PIVKO, D., 2007: Dekoračné a stavebné kamene Bratislavy. www.fns.uniba.sk/didgeo/kameneba.html, 4AH
- PIVKO, D., 2007: Stavebné kamene Kostola sv. Emeráma na Nitrianskom hrade. *Archaeologia Historica*, 32, 389 – 404.
- PIVKO, D., 2008: Dekoračné a stavebné kamene kostolov centra Trnavy. *Pamiatky Trnavy a Trnavského kraja*, 11, KPÚ, Trnava, 39 – 46.
- PIVKO, D., 2008: Kritériá na rozlišovanie miocénnych vápencov z rôznych lokalít okolia Bratislavy. Abstrakt z Predvianočného seminára. *Miner. Slov., Geovestník (Bratislava)*, 40, 3 – 4, 215 – 216.
- PIVKO, D., 2009: Building stone sources for Carnuntum Roman town and surrounding settlements in Upper Pannonia (Austria, Hungary, Slovakia). *IX ASMOSIA International Conference, Tarragona, 8–13th June 2009*, 147.
- PIVKO, D. (v tlači, a): Kamenná výzdoba kláštorných kostolov v Bratislave. In: *Zbor. z konferencie Architektúra kláštorov a reholných domov na Slovensku. Bratislava, FA STÚ*.
- PIVKO, D. (v tlači, b): Stavebné a dekoračné kamene stredovekých kostolov a kláštorov v Bratislave. In: *Zbor. z konferencie Forum Urbes Medii Aevi VI. v roku 2007, Archaia, Brno*.
- PIVKO, D. (v tlači, c): Historický kameňolom litavských vápencov v Devíne pri Bratislave. In: *Zbor. z konferencie Forum Urbes Medii Aevi VII. v roku 2008, Archaia, Brno*.
- POTFAJ, M., MAGLAY, J., ŠLEPECKÝ, T. & TEŤÁK, F., 2002: Geologická mapa regiónu Kysúc 1 : 50 000. *MŽP – ŠGÚDŠ, Bratislava*.
- POTFAJ, M., ŠLEPECKÝ, T., MAGLAY, J., HANZEL, V., BOOROVÁ, D., ŽECOVÁ, K., KOHÚT, M., NAGY, A., TEŤÁK, F., VASS, B., SANDANUS, M., BÚČEK, S., SYKORA, M., KÖHLER, E., FEJDIÓVÁ, O., KANDERA, K., SAMUEL, O., BUBÍK, M. & BELEŠ, F., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Kysuce 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ*, 193.
- RAJCHEL, J., 2004: Kamienny Kraków. *Uczeln. wydaw. nauk.-dydak.*, Kraków, 233.
- ROHATSCH, A., 2005: Neogene Bau- und Dekorgesteine Niederösterreichs und des Burgenlandes. In: *Schwaighofer, B. & Eppersteiner, W. (eds.): Reihe: Nutzbare Gesteine von Niederösterreich und Burgenland, Band: „Junge“ Kalke, Sandsteine und Konglomerate – Neogen. Mitteilungen IAG BOKU, Wien*, 9 – 56.
- ROZLOŽNÍK, L. & TRÁNČÍK, P., 1975: Posúdenie stavebných kameňov použitých pri stavbe Dómu sv. Alžbety v Košiciach. *Archív PÚSR, Bratislava*, 30.
- SCHAFARZIK, F., 1904: Magyar korona országai területén létező kőbányák. Részletes ismertetése. *Magy. király földt. Intéz. Kiadv., Budapest*, 412.
- ŽEC, B., GAZDAČKO, L., KOVÁČIK, M., KOBULSKÝ, J., BÓNA, J., PRISTAŠ, J. & POTFAJ, M., 2006: Geologická mapa Nízkyh Beskýd – stredná časť 1 : 50 000. *MŽP – ŠGÚDŠ, Bratislava*.

Rukopis doručený 25. 11. 2009

Revidovaná verzia doručená 24. 2. 2010

Rukopis akceptovaný red. radou 7. 9. 2010

Important rocks used like finely dressed stones in historical monuments of Slovakia

The article presents the review of up to now results of the research of finely dressed stones used in historical buildings from the Roman time up to the end of the First World War. Historical buildings in the Western Slovakia were mainly examined. During Antiquity and Medieval Period the inland soft porous rocks as sandstones, tuffs, lapilli tuffs, Neogene limestones and travertines were mainly exploited. They were easy worked out for ashlar, architectural elements and statues. In the late Gothic, in Renaissance and Baroque the tombstones were the most often carved from the compact red nodular limestones. In Baroque the colour scale of compact limestones and limestone breccias increased for polished interior products as altars, tombstones, balustrades, reliefs and tiles. Softer porous sandstones, limestones and tuffs were dressed for exteriors.

Celtics in the 1st century BC and then Romans from the 1st to the 4th centuries used Badenian Leitha limestone and Sarmatian oolitic limestone occurring around the town Bratislava and the Hungarian travertine around the town Komárno. These materials were exploited also from medieval period. Spiš travertine was extracted around the town Spišské Podhradie from medieval time. Especially in the Nitra vicinity the Neogene travertines and algal limestones were used being exploited in the Upper Nitra region. Panonian sandstone from Piešťany surroundings were transported up to the Nitra region from the medieval period. Sarmatian limestones were used also around Skalica town, Nitra city (only the 9th century). Similar sandstones were also used in Ducové

village and Bernolákovo village vicinity. The Eggenburgian sandstone was extracted in Trenčín city. Paleogene flysch sandstones of the Magura and Subtatra units were used especially in the Spiš, Šariš, Liptov and Považie regions. Paleogene sandstones, calcarenites and conglomerates from the base of the Subtatra unit were often used in the Banská Bystrica and Nové Mesto nad Váhom vicinities, Spiš, Šariš, Liptov and Upper Nitra regions. Upper Cretaceous conglomerate from the Dobrá Voda village was mainly used in Trnava city. Neogene lapilli tuffs and tuffs are abundant in the Middle and Eastern Slovakia region. They were used in the vicinity of Banská Bystrica, Zvolen, Banská Štiavnica, Prievidza, Košice and also in Turiec region. Special type is an ignimbrite from Obyce village. Andesites come from the Banská Štiavnica and Košice surroundings and rhyolites from the Žarnovica vicinity.

Compact limestones, called marbles by stonemasons, were imported to Slovakia mainly from Hungary, Austria, Bavaria, less from Poland and Italy. Red nodular limestones come from Northern Hungary (Gerecse Mts.), Austria (Adnet near Salzburg) and Slovakia (Stará Ľubovňa). From Austria there are also Untersberg, Schwartzensee and many types of Adnet "marbles". Solnhofen limestone from Bavaria were used for pavement and reliefs. In Trenčín, Prievidza and Banská Bystrica there was used a grey limestone probably from Turiec region. Carrara marble and other precious "marbles" were used in Slovakia from the 18th century. Paleozoic granites were used in Bratislava region in the 19th century.

VEDECKO-VZDELÁVACIE CENTRUM EXCELENTNOSTI PRE VÝSKUM PEVNEJ FÁZY

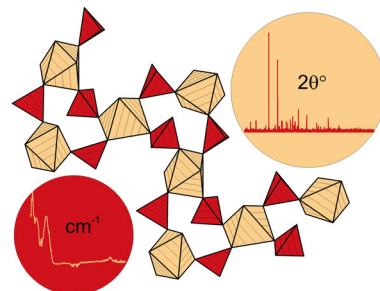
SCIENTIFIC-EDUCATIONAL CENTER OF EXCELLENCE
FOR RESEARCH ON SOLID PHASE

VVCE-0033-07 SOLIPHA

Seminár *Rtg. prášková difraktometria a IČ spektroskopia*
(Seminar *X-ray powder diffraction and IR spectroscopy*)

MARTIN CHOVAN a PETER BAČÍK

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava



Abstract. The seminar *X-ray powder diffraction and IR spectroscopy*, organized by the Educational centre of excellence for investigation of solid phase VVCE-0033-07 SOLIPHA in collaboration with Slovak Geological Society, was held in Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Bratislava, on 24. 11. 2009. During the seminar the main achievements obtained during more than one year lasting existence of the centre were summarized. The article reports the program of the seminar as well as the main presentations.

Key words: mineralogy, X-ray powder diffraction, IR spectroscopy, seminar

Dňa 24. 11. 2009 v priestoroch Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave sa uskutočnil pracovný seminár *Rtg. prášková difraktometria a IČ spektroskopia*, ktorý usporiadalo výskumno-vzdelávacie centrum excelentnosti pre výskum pevnej fázy VVCE-0033-07 SOLIPHA v spolupráci s mineralogicko-geochemickou skupinou Slovenskej geologickej spoločnosti. Témou seminára bolo využitie metód rtg. práškovej difraktometrie a infračervenej spektroskopie v mineralogickej a chemickej praxi.

Seminár otvoril zodpovedný riešiteľ projektu prof. Martin Chovan (obr. 1) a informoval o doterajšom priebehu prác. Konštatoval, že úlohy zadané v projekte sa plnia. V úvode seminára o činnosti laboratória rtg. difrakcie SOLIPHA informoval jeho vedúci Dr. P. Bačík. Laboratórium rtg. difrakcie SOLIPHA sa člení na mineralogické a rtg. laboratórium. Mineralogické laboratórium sa orientuje na separačné a optické mineralogické metódy. Súčasťou mineralogického laboratória je aj optický mikroskop Leica DM2500 P umožňujúci pozorovanie a dokumentáciu vzoriek v prechádzajúcom aj odrazenom polarizovanom svetle. Digitálne statické snímky sa snímajú farebnou CCD kamerou. Hlavnou súčasťou laboratória rtg. difrakcie SOLIPHA je rtg. laboratórium, ktoré sa venuje príprave a rtg. difrakčnej analýze práškových preparátov na difraktometri Bruker D8 Advance. Získané difrakčné záznamy je možné v podmienkach laboratória aj vyhodnotiť na dostupnom licencovanom softvérovom vybavení. Počas necelých 9 mesiacov plnej prevádzky rtg. difraktometra bolo

analyzovaných takmer 1 000 vzoriek minerálov vrátane ilov, sekundárnych a amorfných fáz, syntetických anorganických, ale aj organických látok. Rozvíjala sa najmä kvalitatívna analýza minerálnych a anorganických fáz umožňujúca identifikáciu prítomných fáz, semikvantitatívnu analýzu, vyhodnotenie mriežkových parametrov, výpočet veľkosti častíc a pomer amorfnej a kryštalickej fázy.

Martin Pentrák, pracovník ÚACH SAV, informoval o činnosti laboratória IČ spektroskopie. IČ spektrometer NICOLET 6700 je vhodný na širokú škálu analytických aplikácií a používa sa napríklad na identifikáciu látok, štruktúrnú analýzu a sledovanie kinetiky niektorých reakcií. Počas doterajšej činnosti sa analyzovali vzorky najmä vrstevitých silikátových fáz či hydratovaných sekundárnych minerálnych fáz.

Pred účastníkmi seminára (obr. 2), medzi ktorými boli aj všetci garanti projektu – prof. G. Plesch, Dr. P. Komadel, DrSc., prof. J. Majzlan, doc. V. Hurai a doc. P. Uher, ako aj ďalší riešitelia (doc. P. Fejdi, Dr. J. Madejová, DrSc., doc. M. Huraiová, doc. P. Uhlík, Dr. I. Broska a ďalší) – a študenti, odznelo 12 prednášok. Abstrakty z nich sú uvedené ďalej. Poukázalo sa v nich na získané výsledky, a najmä na problémy, predovšetkým metodické, ktoré sa riešili v diskusii a ktoré bude potrebné v najbližšom období vyriešiť.

Všetky prednesené a uvedené príspevky vznikli s pomocou Agentúry na podporu výskumu a vývoja APVV podľa zmluvy VVCE-0033-07 SOLIPHA.



Obr. 1. Účastníci seminára na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave.

Fig. 1. Participants of the seminar in Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Bratislava.

P. FEJDI¹, M. ČAPLOVIČOVÁ² a P. BAČÍK³: Troska spôsobujúca trosky

¹Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; ²Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra ložiskovej geológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; ³Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Laboratórium rtg. difrakcie SOLIPHA, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

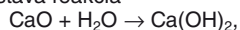
Troska ako podkladový a mimoriadne húževnatý materiál pod stavby sa bežne a úspešne používa napr. vo Švédsku a Japonsku.

Pri výstavbe obchodného strediska OMNIA na južnom okraji Košíc sa ako podkladový materiál použila vysokopecná troska zo železiarni US Steel. Po pomerne krátkom čase sa začal podklad deformovať. V dôsledku toho začali na ľahkej montovanej stavbe praskať steny, vypadávať okná a dvere, prilahlé veľké parkovisko sa zmenilo na zvinenú plochu. Požiadali nás, aby sme zistili príčinu tohto stavu.

Vysokopecnú trosku, ktorá vzniká výpalom železnej rudy a vápenca slúžiaceho ako tavidlo, tvoria najmä tieto fázy: ákermanit $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$, gehlenit $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$, prechodný člen medzi nimi melilit $(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe}^{2+})(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_7$, dikalcium silikát $2\text{CaO}\cdot\text{SiO}_2$ a vápno vypálené z vápenca, ktoré vplyvom vzdušnej a pôdnej vlhkosti prechádza do portlanditu $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Menej časté sú fayalit, merwinít a monticellit. Prechod páleného vápna do portlanditu sprevádza až 14-percentné zväčšenie objemu.

Štúdiom pomocou SEM (spolu so semikvantitatívnymi EDS mikroanalýzami a morfológickou interpretáciou) a rtg. práškových difrakčných záznamov (separovaná feromagnetická frakcia, použité referenčné údaje z databázy PDF-4) sme okrem silikátových fáz ákermanitu a melilitu, kremeňa, kalcitu a magnetitu identifikovali prítomnosť kubických kryštálov páleného vápna a hexagonálnych tabuliek portlanditu.

Na základe toho sme dospeli k záveru, že použitá troska nie je vhodný podkladový materiál, pretože vplyvom pôdnej vlhkosti v nej nastáva reakcia



sprevádzaná objemovými zmenami. Preto ju treba pred použitím nechať zreagovať vo vodnom prostredí. Trvá to približne rok. Reakciu možno urýchliť vodnou parou.

M. GREGOR¹, P. KODĚRA² a J. LEXA³: Nové poznatky o mineralógii limnosilicítov zo Žiarskej kotliny

¹Geologický ústav, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského, 842 15 Bratislava; ²Katedra ložiskovej geológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského, 842 15 Bratislava; ³Geologický ústav, Slovenská akadémia vied, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava



Obr. 2. Zodpovedný riešiteľ projektu Solipha prof. Martin Chovan otvára pracovný seminár.

Fig. 2. Responsible researcher of the project Solipha prof. Martin Chovan opening the seminar.

Limnosilicity sú v staršej literatúre opísané ako špecifické kemité horniny, pričom hlavnými minerálmi sú kremeň, chalcidón, cristobalit a opál (Bárta a Špičák, 1955; Hruškovič, 1971). Podrobnejším mineralogickým opisom sa práce nezaobierajú. Nie je presne definovaný opál a rovnako otázná je aj prítomnosť cristobalitu vzhľadom na jeho špecifické genetické podmienky vzniku a vzhľadom na to, že sa môže veľmi ľahko zamieňať s opálom-CT alebo opálom-C. Preto sa mineralogické zloženie vybraných vzoriek limnosilicítov podrobilo detailnému štúdiu pomocou rtg. difrakčnej práškovej analýzy a IČ spektroskopie. Po makroskopickú stránku sa vyčlenili dva okrajové členy limnosilicítov, ktoré sú buď čierne až tmavosivé, alebo svetlosivé až biele. Medzi týmito dvoma koncovými členmi existuje veľké množstvo farebných variét. Mineralogické zloženie svetlých variét limnosilicítov pozostáva výhradne z kremeňa. V prípade čiernych až tmavosivých variét boli okrem difrakčných maxim príslúchajúcim kremeňu identifikované difrakčné maximá s hodnotami 0,411 a 0,250 nm. V staršej literatúre sa tieto maximá pripisovali práve cristobalitu. Difrakčné maximá 0,411 a 0,250 nm sú však oveľa širšie a difúznejšie ako v prípade difrakčného záznamu α -cristobalitu. To už môže vypovedať o tom, že nejde o cristobalit, ale identifikované difrakčné maximá môžu zodpovedať prítomnosti opálu. Rozlíšiť opál od cristobalitu pomocou rtg. difrakčnej práškovej analýzy je značne obťažné. Po vyžíhaní vzorky (Herdianita et al., 2000; Ōnal a Sarikaya, 2007) a po chemickej úprave (Kahram et al., 2005) je identifikácia opálu výrazne jednoduchšia. Vzorky tmavých limnosilicítov s jasne preukázateľnou prítomnosťou difrakčného maxima 0,411 a 0,250 nm boli na 8 hodín vystavené teplote 1 050 °C. Difrakčný záznam upravenej vzorky sa porovnal so záznamom vzorky v pôvodnom stave. V prípade, ak by vzorka obsahovala cristobalit, nenastala by žiadna zmena príslúchajúcich difrakčných maxim. Upravená vzorka sa ale líši viditeľným nárastom intenzity spomínaných difrakčných maxim 0,411 a 0,250, pričom maximá sa zužujú, teda mení sa ich FWHM faktor. Tieto pozorované zmeny odrážajú prítomnosť opálu vo vzorke (Herdianita et al., 2000; Ōnal a Sarikaya, 2007). Po úprave vzorky horúcou kyselinou fosforečnou je možné pozorovať výrazné zníženie intenzity difrakčného maxima 0,411 nm, čo rovnako zodpovedá prítomnosti opálu vo vzorke (Kahram et al., 2005). Kremeň, tridymit a cristobalit patria medzi kryštalické modifikácie SiO_2 , ktoré nie sú v horúcej kyseline fosforečnej rozpustné, ale amorfne typy SiO_2 a silikáty

sa rozpúšťajú za vzniku polymérnych komplexov (Kahram et al., 2005). Prítomnosť amorfnej fázy – opálu – v mineralogickom zložení tmavých limnosilicítov sa potvrdila aj pomocou IČ spektroskopie. Pri nej sa porovnali vibračné spektrá svetlých a tmavých limnosilicítov. Výsledky z IČ spektroskopie, rovnako ako výsledky z rtg. difrakčných záznamov, preukázali prítomnosť kremeňa vo svetlých limnosilicítoch. Kremeň bol spoľahlivo identifikovaný na základe charakteristického dubletu 800 a 781 cm^{-1} (Russel a Fraser, 1994). Vibračné spektrá tmavých limnosilicítov odrážajú prítomnosť amorfnej fázy. Je to konzistentné s výsledkami z rtg. difrakčnej práškovej analýzy prírodných a upravených vzoriek. Otvorenou otázkou ostáva ešte presné definovanie typu opálu. Na základe zistených údajov a platnej klasifikácie navrhutej Jonesom a Segnitom (1971) a upravenej podľa Graetscha (1994) tmavé limnosilicity obsahujú opál-C.

M. HURAIOVÁ¹ a V. HURAI²: Chemické zloženie a štruktúrny stav živcových megakryštálov v alkalických bazaltoch južného Slovenska

¹Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; ²Geologický ústav, Slovenská akadémia vied, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava

V bazaltoch Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny na južnom Slovensku boli identifikované megakryštály živcov. Vyskytujú sa v asociácii s xenolitmi vrchného plášťa, ale aj s magmatickými kumulátovými xenolitmi. Dosahujú veľkosť do 3 cm, sú zaoblené a na kontakte s okolitým bazaltom vykazujú znaky natavovania. Makroskopicky sú číre, transparentné, so skleným leskom a sivými odtieňmi. Chemicky a opticky sú homogénne, nevykazujú žiadnu rastovú zonálnosť, neobsahujú odmiešani.

Analýzy chemického zloženia živcov sa vyhotovili na prístroji CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave D. Štúra v Bratislave (P. Konečný) a rtg. práškové záznamy na prístroji Bruker D8 Advance na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave (P. Bačík). Röntgenové práškové záznamy sa vyhodnotili pomocou programov WinPLOT (Roissell a Rodriguez-Carvajal, <http://www.cdifx.univ-rennes1.fr/winplot/winplotr.htm>), McMaille (Le Baile, 2004) a CheckCell (Laugier a Bochu, <http://www.ccp14.ac.uk/tutorial/lmgp/>).

Megakryštál z maarovej štruktúry Gemerské Dechtáre je sanidín $\text{Or}_{53}\text{Ab}_{44}\text{An}_3$ s obsahom CaO 0,5, Na_2O 4,8 a K_2O 9,2 hm. %. Megakryštál z diatrémy nad obcou Hajnáčka v Lučenskej kotline je oligoklas ($\text{Ab}_{71}\text{An}_{23}\text{Or}_6$) so zložením CaO 4,7, Na_2O 7,8 a K_2O 1,0 hm. % a megakryštál z bazaltového lávového prúdu pri Maškovej je andezín ($\text{Ab}_{60}\text{An}_{37}\text{Or}_3$) s obsahom CaO 7,6, Na_2O 6,7 a K_2O 0,5 hm. %. Pozoruhodný je zvýšený obsah Ba (3 400 ppm) a Sr (8 600 ppm) v oligoklase z Hajnáčky.

Röntgenové difrakčné záznamy živcov potvrdzujú ich štruktúrnu homogenitu. Megakryštál sanidínu je monoklinický, s nasledujúcimi mriežkovými parametrami: $a = 8,390 \text{ \AA}$; $b = 13,001 \text{ \AA}$; $c = 7,166 \text{ \AA}$; $\alpha = 90^\circ$; $\beta = 116,18^\circ$; $\gamma = 90^\circ$; $V = 703,20 \text{ \AA}^3$, priestorová grupa $C2/m$. Svojimi štruktúrnymi parametrami je blízky vysokému sanidínu s vysokým stupňom neusporiadanosti. Hustota vypočítaná zo štruktúrnych parametrov je $2,57 \text{ g/cm}^3$. Mriežkové parametre oligoklasu ($a = 8,194 \text{ \AA}$; $b = 12,899 \text{ \AA}$; $c = 7,123 \text{ \AA}$; $\alpha = 93,12^\circ$; $\beta = 116,28^\circ$; $\gamma = 90,27^\circ$; $V = 673,69 \text{ \AA}^3$) a andezínu ($a = 8,174 \text{ \AA}$; $b = 12,874 \text{ \AA}$; $c = 7,114 \text{ \AA}$; $\alpha = 93,42^\circ$; $\beta = 116,26^\circ$; $\gamma = 90,10^\circ$; $V = 669,767 \text{ \AA}^3$) zodpovedajú triklinickej súmernosti základnej bunky. Štruktúrne parametre poukazujú na vysoký plagioklas s nízkym stupňom usporiadania. Hodnoty triklinity ($\Delta\text{tr} = [110] - [1 - 10] = -0,012$ v andezíne a $-0,033$ v oligoklase) sú blízke vysokému albitu ($\Delta\text{tr} = -0,031$). Hustota oligoklasu vypočítaná z mriežkových parametrov je $2,62 \text{ g/cm}^3$ a andezínu $2,66 \text{ g/cm}^3$. Predbežné údaje získané z chemického zloženia a zo štruktúrnych parametrov živcov potvrdili ich vysokú teplotu kryštalizácie. Je to v súlade s ich predpokladaným vznikom z frakcionovanej bazaltovej taveniny pri relatívne nízkom tlaku. Na povrch však boli megakryštály vynesené až následnou vulkanickou aktivitou a nie sú v rovnováhe s okolitým bazaltom.

B. LALINSKÁ, T. KLIMKO a M. CHOVAN: Využitie práškovej rtg. difrakcie na štúdium sekundárnych minerálnych fáz ako produktov oxidácie sulfidov v prostredí banského odpadu

Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Slovensko je historicky známe ťažbou Sb rúd a početné opustené ložiská sú často zdrojom kontaminácie okolitého životného prostredia potenciálne toxickými kovmi. Kvôli pochopeniu princípov a kinetiky procesov prebiehajúcich v prostredí opustených štôlní, odkalísk a hald je potrebný aj detailný mineralogický výskum sekundárnych minerálnych fáz, ktoré tu vznikajú. Röntgenová difrakčná analýza sa použila na identifikáciu minerálov Fe okrov a sekundárnych minerálov odkalísk a hald zo šiestich opustených Sb ložísk Slovenska: Pezinok, Pernek (Malé Karpaty), Medzibrod, Dúbrava (Nízke Tatry), Poproč, Čučma (Spišsko-gemerské rudohorie). IR spektroskopía sa použila pri štúdiu minerálneho zloženia, chemického zloženia a štruktúry Fe okrov.

Vody, z ktorých precipitujú Fe okre, majú na väčšine študovaných lokalít pH blízke neutrálnemu. Dominantnou minerálnou fázou je preto ferrihydrit v zmesi s goethitom, a to vzhľadom na proces starnutia týchto sedimentov. V prípade variácií precipitujúcich z výtokov štôlnie Antimonitová (Pezinok) a Zubau (Pernek), kde sú hodnoty pH nižšie (3,5 – 3,75), bol ako hlavná minerálna fáza identifikovaný schwertmannit. Ten v procese starnutia prechádza do stabilnejšieho goethitu. Častá je prítomnosť sadrovca.

IR spektrá potvrdili vo vzorkách dominantnú prítomnosť ferrihydritu a častú prítomnosť organických zlúčenín. Prejavom toho v spektre sú absorpčné pásy 1 400 cm^{-1} , ktoré patria väzbe COO. Vo vzorkách sa prejavila prítomnosť skupiny (SO_4^{2-}), ktorej zodpovedajú absorpcie v oblastiach vlnovej dĺžky 1 034, 1 045 a 1 056 cm^{-1} a 605, 608 a 609 cm^{-1} . Táto skutočnosť dobre korešponduje s prítomnosťou schwertmannitu a sadrovca. Vo vzorkách s vyšším obsahom As boli identifikované vibračné pásy v oblasti 800 – 900 cm^{-1} , zodpovedajúce vibráciám v arzeničnanovom anióne (AsO_4^{3-}) (Myneni et al., 1998). Neštípenie tohto vibračného pásu napovedá, že si arzeničnanové anióny takmer zachovávajú svoju tetraedrickú koordináciu, čiže všetky štyri kyslíky, ktoré koordinujú As, vytvárajú so svojím okolím väzby podobného charakteru.

V separovaných vzorkách z odkaliskového materiálu sme ako dominantnú fázou oxidov Fe s variabilným obsahom Sb a nízkym obsahom As identifikovali goethit. Oxidy Sb vznikajúce priamou oxidáciou antimonitu tvoril prevažne stibikonit.

M. MESIARKINOVÁ¹, D. OZDÍN² a P. BAČÍK¹: Röntgenové štúdium opálov z Poľany

¹Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Laboratórium rtg. difrakcie SOLIPHA, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; ²Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Slovensko disponuje mnohými lokalitami bohatými na výskyt opálových mineralizácií a rozličných variet kremítych foriem, a to najmä na strednom a východnom Slovensku. Jednou z nich je aj širšia oblasť Poľany na strednom Slovensku, na ktorú sa viažu výskyt silicifikovaných a opalizovaných drev, obyčajných a drevných opálov a hyalitov, vyskytujú sa tu aj rozličné variety kremeňa a hornín SiO_2 . Na Poľane sa výskyt SiO_2 mineralizácie viaže na neovulkanity, horniny andezitov a ryodacitov, ktoré majú spodnosarmatský vek (spodný bádén – spodný panón). Cieľom bolo identifikovať variety opálov a pomocou práškovej rtg. analýzy zistiť, ktoré minerálne fázy sa v opáloch vyskytujú najčastejšie.

Práškové rtg. difrakčné analýzy sa vyhotovili na difraktometri Bruker D8 Advance (laboratórium rtg. difrakcie SOLIPHA, Katedra mineralógie a petrológie PriF UK Bratislava). K čiastkovým výsledkom doterajšieho výskumu patria:

- oranžový nátekovitý opál z puklín Fe silicitov z lokality Lubietová (Jamešná) predstavuje opál-CT;
- makroskopicky bielosivú celistvú minerálnu hmotu SiO_2 z lokality Lubietová (Jamešná) tvorí opál-CT, kremeň a svetlé sludy; okolie hmoty tvoria hnedé obtekajúce Fe silicity;
- hnedooranžové obyčajné opály s vysokým obsahom Fe z lokality Povrazník (Pod Stráničkou) predstavujú opál-CT;
- hnedokrémový drevný opál z lokality Povrazník (Povrazník) má najvyššie difrakčné maximum tvorené opálom-CT, pričom sa vyskytli aj dve difrakcie kremeňa;
- makroskopicky bielooranžový drevný opál s vysokým obsahom Fe z Ponickéj Huty (Veľká Zolná) tvorí opál-CT; difrakcie makroskopicky svetlejšej časti opálu sú ostrejšie ako tmavšie časti zo vzorky opálu;
- zelený drevný opál z lokality Ponická Huta (Panské lazy) má v práškovom rtg. zázname neostre široké difrakcie opálu-CT, v ktorom je potlačené minimálne zvýšenie pozadia opálu-A; v zázname vystupujú aj difrakcie nonttronitu;
- oranžový drevný opál z lokality Detva (Skliarovo) má v práškovom rtg. zázname len zvýšené difrakčné pozadie v rozmedzí $19 - 25^\circ 2\theta$, ktoré patrí k opálu-A; zo zatiaľ nezistených príčin sa tu vyskytla aj difrakcia kremeňa;
- pre priehľadný hyalit z lokality Detva (Skliarovo) je charakteristické len zvýšené pozadie v práškovom rtg. zázname, ktoré patrí k opálu-A.

M. ORVOŠOVÁ: Mineralogický výskum špecifických foriem speleotém v jaskyniach Slovenska (predbežné výsledky)

Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Školská 4, 031 01 Liptovský Mikuláš

V rokoch 2006 – 2008 v rámci projektu VEGA 1/3057/06 sa uskutočnil mineralogický výskum jaskýň Slovenska zameraný na identifikáciu, kryštalochémiu a genézu minerálov a komplexné spracovanie výskytov netradičných minerálnych druhov v slovenských jaskyniach. Naša inštitúcia ako spoluriešiteľ spolupracovala na projekte a podieľala sa na riešení jeho problematiky. Pozornosť sa venovala fosfátovým a asociujúcim minerálom derivovaným z guána a Mn-Fe oxyhydroxidom. Výsledky prispeli k poznaniu nových minerálnych druhov a nových mechanizmov vzniku minerálov, na Slovensku doteraz neznámych v takom špecifickom prostredí, akým je kras.

V spolupráci s výskumno-vzdelávacím centrom excelentnosti (SOLIPHA) a Katedrou mineralógie a petrológie PriF UK s využitím laboratória rtg. difrakcie sme nadviazali na predchádzajúce výsledky. Pokračujeme vo výskume, ktorý je v súčasnosti zameraný na špecifické formy speleotém, ako je mäkký sinter, práškový sinter, kryogénny karbonát a jaskynné perly. Všetky tvoria vzácne, niektoré raritné (práškový sinter a kryogénny karbonát) formy výskytu v krase s nedostatočne objasnenou genézou. Na základe predbežných výsledkov z rtg. difrakčných záznamov práškových sintrov z jaskyne Skalísty potok (Jasovská planina) a ílových frakcií jaskynných sedimentov aktívneho toku jaskyne (predpokladaný zdroj častíc v práškovom sinteri) môžeme potvrdiť zdroj klastických častíc kremeňa a ílových minerálov z alochtónneho materiálu prineseného vodným tokom do jaskyne z nekrasového územia. Podobne aj asociácia ťažkých minerálov z nánosov piesku v jaskyni svedčí o bývalom paleogeografickom komunikovaní paleotokov krasu Jasovskej planiny s kryštalinikom veporika. Röntgenová difrakčná analýza práškového sintra identifikovala prítomnosť predovšetkým kalcitu (95 %), zvyšnú, nekarbonátovú časť predstavuje kaolinit, illit, illit/smektit a kremeň (vzácné muskovit, chlorit, oxidy Fe, ojedinele aj chromit, magnetit, spinel, zirkón, epidot a rutil). Morfológia a zloženie agregátov jemných prachových častíc (10 – 100 μm) poukazujú na vznik kondenzačnými procesmi. Predpokladáme prítomnosť spoločného vystupovania hydroaerosolov s rozpustenými iónmi (Ca^{2+} , CO_3^{2-} , SO_4^{2-}) autochtónneho zdroja s hydroaerosólmi obsahujúcimi klastické častice alochtónneho zdroja unášané vodou ako suspenzie. Pravdepodobne

pôjde o dva mechanizmy generovania aerosolov v jaskyni: bežnejší je mechanizmus rozprašovania vody, v našom prípade prudkého toku (v blízkosti je mohutný podzemný vodopád), a kondenzácie jaskynnej vlhkosti. Genézu spresnia výsledky izotopových analýz O^{18} a C^{13} .

Ďalšou rozpracovanou problematikou za spolupráce SOLIPHA je štúdium jaskynných „perál“ sféroidických foriem karbonátu, ktoré vznikajú netypickým spôsobom a nachádzajú sa v ľadových jaskyniach v nezaľadených priestoroch na sutinových, vždy v blízkosti výskytu ľadovej výplne. Ich genéza súvisí s kryogénnymi procesmi, kolísaním teploty až pod bod mrazu. Röntgenové difrakčné analýzy neidentifikovali iný minerál karbonátu, ako je kalcit. Kryogénne jaskynné karbonáty sú špecifický typ sekundárnych speleotém, ktoré vznikajú precipitáciou rozpusteného obsahu krasových vôd pri ich mrznutí.

D. OZDÍN¹ a P. BAČÍK²: Röntgenové štúdium karbonátov Slovenska

¹Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; ²Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Laboratórium rtg. difrakcie SOLIPHA, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Na Slovensku existuje niekoľko stoviek lokalít s výskytom rôznych fáz CaCO_3 , ktoré sa často opisovali len na základe elementárnych metód (vizuálne zhodnotenie) a skúšok (rozpúšťanie v kyselinách a činidlách). Karbonáty z viacerých lokalít boli pomenované viac podľa tradícií ako podľa výsledkov analýz. Povrchné štúdium karbonátov zapríčinilo, že okrem kalcitu a aragonitu neboli z nášho územia opísané ďalšie Ca karbonáty (monohydrokalcit, ikait a vaterit). Cieľom zatiaľ len začínajúceho sa výskumu bolo zistiť skutočný stav, ktoré Ca karbonátové fázy sa vyskytujú a kde a ako sú zastúpené, ako aj zistiť, či príprava vzorky nemá vplyv na premenu aragonitu na kalcit, a ak áno, čo to spôsobuje.

Hlavnou identifikačnou metódou bola prášková rtg. difrakcia. Analýzy sa vyhotovili na difraktometri Bruker D8 Advance (laboratórium rtg. difrakcie SOLIPHA, Katedra mineralógie a petrológie PriF UK Bratislava). Výsledky tohto štúdia: 1. Biele kopijovité priesvitné kryštály puklín vyplnených oranžovým okom z magnezitového ložiska Podrečany tvorí len aragonit (doteraz bol analyzovaný aj kalcit). Podobnú fázu CaCO_3 z limonitov sideritového ložiska Železník pri Sirku tvorí, naopak, len kalcit. 2. Makroskopicky prizmatické bieložlté, až 20 cm veľké „kryštály“ pseudohexagonálneho tvaru z Banskej Štiavnice tvorí len kalcit (pravdepodobne ide o pseudomorfózu po kremeň). 3. Pri porovnávaní ónyxov, hnedého zo Spišského Podhradia, žltého, tzv. Levického zlatého ónyxu a sivozeleného z Pakistanu, kde sa podľa doterajších poznatkov mali strieďať vrstvičky kalcitu a aragonitu, sme zistili, že všetky 3 ónyxy tvorí len kalcit. 4. Na lokalitách Špania Dolina a Staré Hory bol zastúpený aj kalcit (biely, v dutinách s celestínom), ako aj aragonit (analyzovaných 5 vzoriek: 1. pseudohexagonálne biele prizmatické kryštály, známe najmä z 19. storočia; 2. biele (a), tyrkysové (b) a sivozelené (c) nátekovité agregáty; 3. vzácne ihlicovité bielo-zelené agregáty). 5. Prizmatické kryštály z bazaltov z Konrádoviec boli aragonity, podobne ako karbonát, pravdepodobne z vulkanitov z Hronskej Breznice. 6. Prizmatické žltohnedé karbonáty, ako aj hnedočervené karbonáty s koncentrickou stavbou z krasových puklín vápencov (obe Žirany) boli identifikované ako kalcity. 7. Pri počiatočnom výskume vplyvu technológií prípravy vzoriek na práškovú difrakciu sme zároveň zistili čiastočnú rekryštalizáciu aragonitu na kalcit, pravdepodobne vplyvom teploty vznikajúcej pri trení.

H. PÁLKOVÁ, M. PENTRÁK, J. MADEJOVÁ a P. KOMADEL: Modifikácia ílových minerálov organickými surfaktantmi

Ústav anorganickej chémie, Slovenská akadémia vied, Dúbravská cesta 9, 845 36 Bratislava

Bentonity patria k prírodným materiálom, ktoré majú veľmi široké využitie v priemysle a pri ochrane životného prostredia. Hlavnou zložkou bentonitu je ílový minerál montmorillonit. Hľadanie nových spôsobov využitia ílových minerálov viedlo k rôznym spôsobom ich modifikácií. V súčasnosti sa najviac študuje modifikácia ílových minerálov organickými surfaktantmi, pričom sa menia povrchové vlastnosti ílového minerálu. To následne ovplyvňuje jeho sorpčné vlastnosti, ako aj mechanickú a chemickú stabilitu. Najčastejšie využívanými metódami pri charakterizácii zmien, ktoré nastali po modifikácii montmorillonitov, je rtg. difrakčná analýza a infračervená spektroskopia.

Prítomnosť organických molekúl v medzivrstvách montmorillonitu mení medzivrstvinnú vzdialenosť. Je rozdielna v porovnaní s anorganickými vymeniteľnými kationmi, ktoré sa pôvodne nachádzajú v nemodifikovaných vzorkách. V tomto prípade veľmi hodnotné informácie o zmenách poskytuje rtg. difrakčná analýza. V montmorillonite, modifikovanom neiónovým surfaktantom zo skupiny alkyléterov polyetylén glykolu, sa pozorovala hodnota prvej bazálnej difrakcie d_{001} 18,1 Å, kým v nemodifikovanej Na-forme vzdialenosť d_{001} bola 12,8 Å. Pozorovali sme vplyv dĺžky surfaktantu na d_{001} , keď väčšia medzivrstvinná vzdialenosť sa namerala vo vzorkách s dlhším surfaktantom. Trend nárastu hodnoty d_{001} sa pozoroval aj v sérii s postupne narastajúcim množstvom organického surfaktantu zavedeného na vzorku.

Prítomnosť organického surfaktantu spôsobuje zmeny aj v infračervených spektrách, v ktorých okrem vibrácií ílového minerálu je možné pozorovať aj valenčné a deformačné C-H vibrácie organického surfaktantu. Tvar spektra a intenzita pásov sa mení v závislosti od typu surfaktantu. Pre sériu vzoriek montmorillonitov s postupne narastajúcim množstvom organickej látky sa vypočítala plocha absorpčných pásov valenčných aj deformačných C-H vibrácií. Najvyššie hodnoty pŕoch pásov mala vzorka s najväčším množstvom organického surfaktantu. To potvrdilo vhodnosť IČ spektroskopie na semikvantitatívne stanovenie obsahu organickej fázy vo vzorke. Infračervená spektroskopia sa využila aj pri sledovaní stability organicky modifikovaných montmorillonitov v HCl. Pri tomto procese nastáva rozklad štruktúry ílových minerálov, vylúhovanie centrálnych atómov a tvorba amorfneho SiO_2 . Pri rozpúšťaní nemodifikovaného montmorillonitu sa pozoroval posun Si-O pásu k vyšším vibračným frekvenciám a postupný pokles intenzity pásov patriacich k centrálnym atómom. Na druhej strane, vo vzorke modifikovanej s organickým hexadecyltrimetylamóniovým kationom nenastali výrazné zmeny v IČ spektrách ani pri najdlhšom sledovanom čase pôsobenia kyseliny. To znamená, že prítomnosť organického surfaktantu s dlhým alkylovým reťazcom výrazne zvyšuje stabilitu vzoriek v kyslom prostredí.

E. RAKOVSKÝ, M. VARGOVÁ a G. PLESCH: Oxidy a nanokompozity pre farmaceutické a fotokatalytické aplikácie

Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra anorganickej chémie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Metóda širokouhlovej rtg. difrakčnej analýzy (*Wide Angle X-Ray Scattering* – WAXS) bola použitá pri formulácii fluktikazónpropionátu (FP – liečivo zo skupiny kortikosteroidov) v nanoštruktúrných lipidových nosičoch s obsahom polyetylén glykolu (PEG-NLC; *polyethylene glycol containing nanostructured lipid carriers*). Úlohou bolo vyvinúť novú formuláciu fluktikazónu v NLC na zlepšenie miestneho príjmu liečiva a tým zníženie vedľajších efektov, typických pre terapiu kortikoidmi. FP sa inkorporoval do PEG-NLC pripravených mikroemulznou metódou zo zmesi kvapalného a tuhého lipidu a sójového lecitínu pri 70 °C. Zo záznamu sa zistilo, že pripravený NLC neobsahuje detegovateľnú kryštalickú fázu FP; priemerná veľkosť pripravených nanočastíc bola medzi 380 – 408 nm. Častice boli dlhodobu stabilné, ani po 60 dňoch nenastala kryštalizácia FP (Doktorová et al., 2010).

Metódami koprecipitácie a sólovo-gélovej syntézy sa pripravila séria práškových vzoriek oxidu titaničitého žihaná pri rôznej teplote. Zistila sa výrazná korelácia medzi veľkosťou primárnych kryštálov anatasu vypočítaných na základe Schererovej rovnice z FWHM difrakcie (101)

anatasu a rýchlosťou fotokatalyzovanej mineralizácie fenolu meranej metódou stanovenia TOC (*total organic carbon*) pod vplyvom UVA žiarenia. Najvyššiu katalytickú aktivitu z našich vzoriek mali prášky TiO_2 pripravené koprecipitáciou, ktorých povrch bol upravený sulfatáciou v roztoku H_2SO_4 a ktoré sa žihali pri teplote 700 °C. Tieto prášky obsahovali anatas s veľkosťou primárnych kryštálov $d = 38$ nm. Fotokatalyzovaná reakcia mineralizácie fenolu sa správala mechanizmom nultého poriadku s rýchlostnou konštantou $3,128 \cdot 10^{-7} \text{ mol} \cdot \text{dm}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$.

Podakovanie. Autori ďakujú za podporu Vedeckej grantovej agentúry SR (grant VEGA č. 1/0162/10).

M. ŠTEVKO¹, P. BAČÍK² a D. OZDÍN¹: Nové výsledky štúdia sekundárnych minerálov na hydrotermálnych ložiskách v Slovenskej republike pomocou práškovej rtg. difrakcie

¹Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; ²Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Laboratórium rtg. difrakcie SOLIPHA, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Primárnym minerálom hydrotermálnych ložísk Slovenska sa venuje celé desaťročia zvýšená pozornosť. Sekundárne minerály, aj pre znížený ekonomický potenciál, však stáli na periférii vedeckého záujmu, hoci môžu poskytnúť množstvo zaujímavých vedeckých údajov. Práve prášková difrakčná metóda je veľmi vhodnou metódou najmä na identifikáciu sekundárnych minerálnych fáz s nízkym stupňom izomorfie. Nový práškový difraktometer Bruker na výskum pevnej fázy vo výskumno-vzdelávacom centre excelentnosti SOLIPHA na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave poskytuje široké možnosti využitia najmä pri štúdiu týchto minerálnych fáz.

Sekundárne minerály boli predmetom štúdia na polymetalickom ložisku Mária-Margita pri Ochtinej, na epitermálnom Au-Ag ložisku Kremnica-Šturec a na výskyte polymetalickej mineralizácie pri Valaskej Belej. Röntgenové práškové údaje sa získali pomocou difraktometra Bruker D8 Advance za týchto podmienok: anóda/ filter Cu/Ni, detektor LynxEye, urýchľovacie napätie 40 kV, prúd 40 mA, krok 0,02° 2 θ , čas 2 s/krok, rozsah merania 4 – 65° 2 θ . Pre zníženie pozadia záznamu bol práškový preparát nanosený na nosič zhotovený z monokryštálu Si. Získané údaje sa vyhodnotili pomocou softvéru DIFFRAC^{plus} EVA. Mriežkové parametre jednotlivých fáz sa vypočítali pomocou programu UnitCell.

Na ložisku Mária-Margita bol okrem už publikovaných sekundárnych minerálov (aurichalcit, beaverit, ceruzit, hemimorfit, hydrozinkit, linarit, malachit a smithsonit) identifikovaný aj rosasit ($\text{Cu}^{2+}, \text{Zn}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$). Vyskytuje sa v podobe modrozelených guľôčkovitých a nátekovitých agregátov s radiálnou vnútornou stavbou, ktoré sa vyskytujú jednotlivito alebo vytvárajú súvislé kôry na plochách s veľkosťou až 6 cm². Najčastejšie sa vyskytuje v asociácii spolu s aurichalcitom, smithsonitom a ceruzitom a puklinách zrudnených vápencov. Vypočítané mriežkové parametre rosasitu z Ochtinej sú: $a = 12,880 \text{ 0(3)}$, $b = 9,346 \text{ 1(1)}$, $c = 3,156 \text{ 0(1)}$ Å a $V = 356,16(5) \text{ Å}^3$. Na Au-Ag ložisku Kremnica-Šturec bol ako nový minerál identifikovaný vzácny sulfát klebelsbergit $\text{Sb}^{3+}_4\text{O}_4(\text{OH})_2(\text{SO}_4)$. Vytvára biele alebo sivovo žlté radiálne a guľôčkovité agregáty zložené z jednotlivých ihlicovitých kryštálov, ktoré narastajú na antimonit. Maximálna veľkosť agregátov klebelsbergitu je 3 mm, pričom vytvárajú súvislé povlaky a kôry na plochách s veľkosťou až 30 cm². Vypočítané mriežkové parametre klebelsbergitu z Kremnice sú: $a = 5,759 \text{ 6(6)}$, $b = 11,267 \text{ 8(11)}$, $c = 14,857 \text{ 6(9)}$ Å a $V = 964,24(12) \text{ Å}^3$. V asociácii spolu s ceruzitom, hemimorfitom a pyromorfitom bol na výskyte polymetalických rúd pri Valaskej Belej identifikovaný wulfenit PbMoO_4 . Tvorí oranžové, maximálne 2 mm veľké dipyramidálne kryštály, najčastejšie narastené na pyromorfite. Vypočítané mriežkové parametre wulfenitu z Valaskej Belej sú: $a = 5,423(1)$, $c = 12,110(3)$ Å a $V = 357,4(2) \text{ Å}^3$.

V prípade rosasitu aj klebelsbergitu ide o prvé známe výskyty týchto vzácnych sekundárnych minerálov v Slovenskej republike.

INTERNATIONAL FIELD WORKSHOP ON NEOTECTONICS

Vikartovce fault (VIF) & Muráň fault (MUF) – Vernár, Slovakia, 15. – 18. 10. 2009

Medzinárodný terénny workshop so zameraním na neotektonickú aktivitu vikartovského a muránskeho zlomu – Vernár, 15. – 18. 10. 2009

JÁN MADARÁS

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

Abstract. The research team of the Slovakian project APVV-0158-06 NEOTACT (Neotectonic activity of the Western Carpathians) has organized the International field workshop on Neotectonics, held in the Vernár mountain village, district Poprad, Tatry area. The goal of the workshop was a presentation of the progress in the research of neotectonically suspected faults in the Western Carpathian area, focused to field excursions on morphologically distinct neotectonics structures on Vikartovce fault (Hornádska kotlina Basin – Kozie chrbty Mts.), Muráň fault (central part between Tisovec town – Muráň village) and the study of active tectonic processes in the Quaternary Travertines in Gánovce travertine heap, Sivá Brada travertine heap and Spišský hrad Castle. Meeting was informal, consisting of the lectures and discussions in couloars, out of time restriction.

Key words: neotectonic activity, Western Carpathians, report upon seminar

Výskumný tím projektu APVV-0158-06 NEOTACT (Neotektonická aktivita Západných Karpát, zodp. riešiteľ F. Marko, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava), financovaného Agentúrou na podporu vedy a výskumu, usporiadal v dňoch 15. – 18. októbra 2009 vo Vernári pod Tatrami, medzinárodný terénny workshop so zameraním na neotektonickú aktivitu vikartovského a muránskeho zlomu. Hlavnými organizátormi podujatia, ktoré bolo završením výskumných aktivít na projekte a prezentáciou hlavných výstupov NEOTACTu, konfrontované na fóre prizvaných špecialistov, boli František Marko, Jozef Hók, Rastislav Vojtko a Ján Madarás. Napriek extrémnej nepriazni počasia tesne pred začiatkom workshopu, ktorá znemožnila účasť niektorým zahraničným hosťom, považujeme túto akciu za veľmi úspešnú. Počas troch dní odznali referáty jednotlivých riešiteľov grantu a prednášky zahraničných účastníkov z Česka, Poľska a Rakúska s príbuznou problematikou neotektonického

vývoja regiónov. Veľkým prínosom boli aj prednášky geodetov z Katedry geodetických základov Stavebnej fakulty Technickej univerzity v Bratislave, s ktorými výskumný tím špecialistov na neotektonickú a seizmickú aktivitu úzko spolupracuje už desať rokov.

Dva dni boli venované terénnym exkurziám. Prvá umožnila spoznať detailný geologický, tektonický, geomorfologický, geofyzikálny a geodetický obraz oblasti vikartovského zlomu. Účastníkom boli prezentované výsledky výskumu tohto výnimočného fenoménu v Západných Karpatoch, ktorý bol naším tímom vytipovaný ako jedna z najvhodnejších štruktúr na detailný neotektonický výskum. Výsledky potvrdzujú, že voľba bola úspešná. Zlom sa prejavuje výrazným morfológickým kontrastom reliéfu najmä na v.-z. rozhraní hornej časti Hornádskej kotliny s južnými svahmi Kozích chrbtov. Juvenilné rotácie horninových blokov (tilting) pozdĺž hlavného



Obr. 1. Pohľad na strednú časť priebehu muránskeho zlomu pri obci Muráň. Na ľavej strane vystupujú karbonátové komplexy mezozoického veku silicika Muránskeho príkrovu, na pravej strane je variske kryštalinikum veporika (kohútska zóna). Foto J. Madarás.

Fig. 1. View on the central part of the Muráň fault (MUF) and the Muráň village valley. The Mesozoic carbonate complexes of the Silicic Unit (the Muráň Nappe) are on the left side, the Variscan crystalline basement of the Veporic Unit (Kohút Zone) is on the right side. Photo J. Madarás.

a sprievodných zlomov sú evidentné pri pohľade na severnú stranu Kozích chrbtov, ako aj v podobe menších elevácií s rovnakým mechanizmom vzniku v samotnej Hornádskej kotline južne od Kozích chrbtov. Mladý (pleistocénny) výzdvih hrastu mal za následok aj zmenu riečnej siete v rozvodí Hornádu a Popradu. Sprievodná neotektonická a recentná aktivita zlomu je dokumentovaná výskytmi kvartérnych travertínov v línii od Gánoviec až po najväčšie travertínové telesá na Slovensku – Sivú Bradu, Spišský hrad a Dreveník.

Druhá exkurzia viedla pozdĺž muránskeho zlomu – od tzv. vernárskeho uzla v sedle Besník, cez Muránsku Hutu, sedlo Predná hora, Muráň, sedlo Dielik až po Tisovec. Na jednotlivých zastávkach bola prezentovaná geologická história nielen jednej z najvýraznejších tektonických línii

v Západných Karpatoch, ale aj geologický vývoj širšej oblasti veporika, gemerika, hronika a silicika. Neotektonické aspekty boli prezentované a diskutované v teréne najmä na lokalitách v oblasti Muráňa, včítane nových geofyzikálnych profilov vedených naprieč zlomovou zónou, ktoré boli realizované v rámci projektu.

Večerné prednášky v príjemnej atmosfére horského penziónu boli neformálne, zamerané na vecnú vedeckú diskusiu, bez časového obmedzenia – brainstorming, ktorý sa v dnešnej uponáhlanej dobe stáva napriek neoceniteľnému prínosu čoraz zriedkavejší. Kuloárové diskusie boli zárodkom ďalšej spolupráce (pokračovania projektu) a prospešného porozumenia geológov so seizmológi a geodetmi na poli neotektonického výskumu.



Obr. 2. Odborný výklad neotektonickej charakteristiky vikartovského zlomu na lokalite Spišské Bystré. Zľava: R. Vojtko, A. Mojzeš, L. Hippmanová, L. Vlček a F. Marko. Foto J. Madarás.

Fig. 2. Interpretation of neotectonic characteristics of the Vikartovce fault (VIF) in locality Spišské Bystré. From the left: R. Vojtko, A. Mojzeš, L. Hippmanová, L. Vlček and F. Marko. Photo J. Madarás.



Obr. 3. L. Petro a R. Vojtko pri výklade neotektonických fenoménov v kvartérnych travertínoch pod Spišským hradom. Foto J. Madarás.

Fig. 3. Neotectonic phenomena in the Quaternary travertine below the Spišský hrad Castle were explained by L. Petro and R. Vojtko. Photo J. Madarás.



Obr. 4. J. Papčo prezentuje výsledky presných geodetických meraní v Tatrách. Foto J. Madarás.

Fig. 4. J. Papčo presents the results of the precise geodetic measurements in the Tatras. Photo J. Madarás.



Obr. 5. Účastníci workshopu počas odborného výkladu na lokalite Predná hora. Foto J. Madarás.

Fig. 5. Participants of the workshop during the presentation in the locality Predná hora. Photo J. Madarás.

A. BEIDINGER¹, K. DECKER¹ and K. H. ROCH²: The Lassee flower structure of the active sinistral Vienna Basin Fault System: Integrating data from seismics, tectonic geomorphology and GPR

¹Department of Geodynamics and Sedimentology, University of Vienna, Austria; andreas.beidinger@univie.ac.at

²Institute of Geodesy and Geophysics, TU Vienna, Austria

The active sinistral Vienna Basin Fault System (VBFS) extends from the Eastern Alps along the Mur-Mürz Valley through the Vienna Basin into the Western Carpathians. Its development is related to the Miocene lateral escape of the Eastern Alps towards the Pannonian region, which led to the opening of the Vienna Basin as a pull apart basin between two left stepping large scale segments of the VBFS. The active fault system consists of reactivated Miocene faults and comprises several strike slip segments, which differ both in their kinematic and seismologic properties. In the region of the Vienna Basin, the active seismicity is concentrated along the SE boundary fault of the Vienna Basin. Among the several seismotectonic fault segments along the SE boundary fault, the Lassee segment 30 km E of Vienna is of particular interest for seismic hazard assessment. Considering the earthquake catalogues comprising historical earthquake recordings back to the 13th century, they show a marked seismic slip deficit with virtually no seismic slip for the considered time span. However, the segment is located about 8 km from the Roman city of *Carnuntum*, for which the archeological data indicate a destructive earthquake in the 4th century AD (local intensity I ~ 9 EMS-1998).

The seismic mapping of a grid of industrial 2D seismic lines crossing the Quaternary Lassee basin and the adjacent Pleistocene terraces depicts a negative flower structure. The flower structure developed during the Middle and Upper Miocene. It consists of several splay faults, which are regarded as Riedel shears connected by relay ramps. These Riedel shears mostly merge at the interface between the pre-Neogene basement and the Miocene basin fill. The major branch line which marks the top of the principle displacement zone is mapped at the convergence of the outermost splay faults delimiting the flower structure both to the SE and NW. Below the centre of the Lassee basin the branch line is situated at about 3 400 m depth coinciding with the interface between the Miocene basin fill and the pre-Neogene basement. It dips towards NNE to a depth of c. 5 500 m within the pre-Neogene basement in the northernmost seismic section. Contrary to the branch lines of lower order in the upper part of the flower structure, the branch line on the top of the PDZ is not controlled by the interface between the basin fill and the basement.

The growth strata within the flower structure show that the faults accumulated only moderate displacement in the Middle Miocene (Badenian to Early Sarmatian; c. 200 – 400 m vertical displacement within 4.1 Ma). Vertical throw for this time interval along the SE boundary splay faults is slightly higher than along the NW boundary splay faults. The major fault activity occurred between the Upper Sarmatian and Upper Pannonian, which comprises a time interval of about 3.2 to 4.2 Ma. In that time the maximum vertical displacement of c. 1 150 m is distributed along an 800 m wide fault zone, which comprises several minor splay faults spaced at distances of 100 to 200 m. These splay faults again merge at the interface between the pre-Neogene basement and the Miocene basin fill. The total vertical slip between Upper Sarmatian and Upper Pannonian times at the SE boundary splay faults exceeds the displacement along the NW boundary splay faults by a factor of 10. This heterogeneous distribution of vertical offset results in an asymmetric shape of the flower structure with horizons dipping towards SE.

The Pleistocene basin analyses and the tectonic geomorphology prove continued faulting during the Quaternary by reactivation of the Miocene faults. This is depicted by the asymmetric shape of the Pleistocene Lassee basin overlying the flower structure, tilting of surface topography towards the fault zone at the SE boundary of the flower and the fault controlled scarps. The Lassee basin with up to 120 m thick Quaternary sediments is confined by elevated Middle

Pleistocene terraces to both sides. Towards the basin the terraces show en-echelon, right stepping morphological scarps, which coincide with the underlying en-echelon right stepping faults mapped in seismic. To the N and S the terrace boundaries are erosion controlled and terminate against the Holocene flood plains of the Danube and the March River.

Mapping the PDZ of the southern boundary fault of the Vienna Basin by using additional 2D seismic data in the NE and SW continuation of the Lassee segment reveals several segments along the active strike-slip fault, which differ by the orientation of the PDZ. NE- and NNE-striking segments with releasing bend geometries are associated with the Quaternary basins. These segments are connected by the ENE-striking segments oriented parallel to the displacement vector and not associated with a Quaternary basin. Among the releasing bends, the Lassee segment is subjected to increased extension due to the high angle (35°) between the general slip vector and the orientation of the fault. Resulting extension seems to be accommodated by both, the negative flower structure and normal faults (Markgrafenriedl fault and its antithetic faults), which are situated W of the strike-slip fault and branch off from the PDZ south of the Lassee releasing bend.

For the reconstruction of the youngest faulting history along the Lassee segment the additional geomorphologic studies and GPR studies at the segmented NW scarp of the Schlosshof terrace were obtained. Topographic analyses of the dry valleys, crossing the fault controlled scarp, depict hanging valleys with marked knickpoints in the valley floor. These knickpoints result from an imbalance of the tectonic subsidence and erosion by ephemeric floods, where the tectonic subsidence outweighs erosion. The about 20 m high NNE trending morphological scarp is situated above the fault zone at the SE boundary of the flower structure. There 40 MHz GPR measurements depict an offset of the base of Pleistocene sediments going along with a rapid increase in the sediment thickness. In the overlap region of two right stepping scarp segments two Pleistocene growth faults coinciding with the morphological scarps are indicated. The data obtained from the 40 MHz GPR measurements is in line with the information on Pleistocene sediments obtained from the boreholes crossing the scarps.

The higher resolution GPR measurements (500 MHz) were carried out in order to get an information on the uppermost sediment layers. Results show at least four distinct surface-breaking faults along a scarp segment including three faults, which are covered by about 2 m of post-tectonic strata. The youngest fault offsets these strata and coincides with a sharp, c. 0.5 m high linear morphologic scarp at the surface.

In summary data indicate that the Lassee Segment is capable to produce earthquakes comparable with the earthquake in the 4th century A.D., and may well be regarded as the source for the *Carnuntum* earthquake. The interpretation is in line with the local attenuation relations indicating a source close to the damaged site, observed fault dimensions and the fault offsets recorded by GPR and morphology.

L. FOJTÍKOVÁ¹, V. VAVRYČUK², J. MADARÁS^{1,3} a A. CIPCIAR¹: Analýza zemetrasení použitých na určenie tektonického napätia v oblasti Malých Karpát

¹Geofyzikálny ústav, Slovenská akadémia vied, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava

²Geofyzikální ústav Akademie Věd České Republiky, Boční II/1401, 141 31 Praha 4

³Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Z oblasti Malých Karpát bolo analyzovaných 44 zemetrasení s momentovým magnitúdom $M_w > 1$ z obdobia rokov 2001 – 2009. Na analýzu boli použité dáta zaznamenané krátkoperiodickými seizmometrami lokálnej siete EBO (Elektrárň Jaslovské Bohunice). Pre najsilnejšie zemetrasenia zo skúmaného súboru boli použité

aj záznamy z krátkoperiodických a širokopásmových staníc NSSS (Národnej siete seizmických staníc). Zemetrasenia boli lokalizované a boli vypočítané ich ohniskové mechanizmy a momentové tenzory.

Epicentrá skúmaných zemetrasení sú rozptýlené v oblasti približne 50 km vo východo-západnom smere a 30 km v severo-južnom smere, prevažne v severnej časti Malých Karpát. Epicentrá tvoria približne líniu pretiahnutú v smere VSV – ZJZ. Tento smer súhlasí so smermi hlavných zlomových systémov v oblasti – s dobrovodským a brezovským zlomom. Veľký rozptyl epicentier v zóne môže indikovať, že ohniská nepatria iba k jednému zlomu.

Hĺbka zemetrasení je najmenej presne určeným parametrom pri lokalizácii. Hypocentrá sa nachádzajú približne v hĺbke od 1 km do 14 km a nevykazujú zjavnú závislosť od veľkosti zemetrasenia. Možno ale nájsť závislosť hĺbky zemetrasení od polohy epicentra. Najplytšie ohniská sa nachádzajú na ZJZ konci, kým najhlbšie ohniská sa nachádzajú na VSV od aktívnej línie.

Na určenie ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov boli použité tri rozdielne metódy: 1) metóda využívajúca polaritu P_g a P_n vln (program FOCMEC; Snoko, 2003), 2) inverzia momentových tenzorov z amplitúd P vln (program AMT; Vavryčuk, 2008), 3) inverzia momentových tenzorov z kompletných vlnových obrazov (program ISOLA; Sokos a Zahradník, 2009). Všetky tri metódy dali štatisticky konzistentné ohniskové mechanizmy a momentové tenzory. Zväčša ide o zemetrasenia s ľavostranným horizontálnym posunom so slabou normálovou (poklesovou) zložkou, alebo o zemetrasenia s mechanizmom poklesu.

Určené ohniskové mechanizmy boli použité na výpočet súčasného tektonického napätia skúmanej oblasti. Na výpočet tektonického napätia bola použitá metóda Angeliera (2002), ktorá je založená na kritériu maximálneho strižného napätia v smere sklzu (slip shear stress component criterion). Orientácie hlavných osí napätí sú (azimuth/odklon od horizontály): $\sigma_1 = 210 - 220^\circ/5 - 25^\circ$; $\sigma_2 = 70 - 105^\circ/55 - 75^\circ$; $\sigma_3 = 305 - 315^\circ/15 - 25^\circ$. Tvarový pomer nadobúda hodnoty $R = 0,45$ až $0,60$. Z porovnaní tektonického napätia v oblasti a v širšom regióne vyplývalo, že tektonické napätie v oblasti Malých Karpát má opačný smer maximálnej kompresie σ_1 (SV – JZ) a extenzie σ_3 (SZ – JV) voči západoeurópskemu a stredoeurópskemu napätiu. Tektonické napätie indikuje zložité tektonické podmienky v oblasti. Smer maximálnej kompresie je rovnobežný s hrebeňom Malých Karpát.

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0158-06 (úloha NEOTACT – Neotektonická aktivita územia Západných Karpát).

V. GAJDOŠ, K. ROZIMANT a A. MOJZEŠ: Geofyzikálne práce na riešení projektu neotektonického vývoja v Západných Karpatoch

Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

Projekt je koncipovaný širšie, a preto aj geofyzikálne práce boli realizované vo viacerých smeroch. Predovšetkým sa jednalo o terénne práce na štruktúrach v oblasti Dobrej Vody, Martina, na viacerých lokalitách pozdĺž línie muránskeho zlomu a v oblasti vikartovského zlomu a o kamerálne práce pri zostavení schémy geofyzikálnych prejavov zlomov pre elektronickú databázu zlomových štruktúr.

Pri terénnych prácach boli na profiloch lokalizovaných a orientovaných v súčinnosti s geologickým partnerom realizované metódy ERT (elektrická rezistivná tomografia), VES (vertikálne elektrické sondovanie), VDV (metóda veľmi dlhých vln), SP (spontánna polarizácia), PEE (impulzná elektromagnetická emisia), emanometria a magnetometria.

V oblasti Dobrej Vody bol geofyzikálny profil umiestnený v miestach staršej kopanej sondy prechádzajúcej cez trhliny, ktoré vznikli pri zemetrasení v roku 1906 a v priebehu času zanikli. Z výsledkov merania bol zostavený vertikálny rez, v ktorom sa deformačné štruktúry v horninovom prostredí výrazne vyčleňujú a je možné zostaviť jeho model pozdĺž línie profilu.

V oblasti Martina boli zmerané dve lokality: Bystrica a Domašín. Na lokalite Bystrica sa vo vertikálnom geofyzikálnom reze naprieč okrajovým zlomom výrazne vyčlenila štruktúra horninového prostredia v okolí zlomu, z ktorej vyplýva, že sa nejedná o jednoduchý kontakt, ale o sériu vertikálne aj horizontálne diferencovaných, postupne smerom do kotliny poklesávajúcich blokov.

Na lokalite Domašín sa na profile vedenom v osi domašínskeho meandra vo vertikálnom geofyzikálnom reze výrazne vyčlenili jednotlivé terasové stupne, pričom z ich obrazu vyplýva, že postup poklesávania a tvorby sedimentov jednotlivých terás bol diferencovaný.

Muránsky zlom je aj vo svojich fyzikálnych prejavoch taká štruktúra, ktorá sa výrazne prejavuje v regionálnom magnetickom poli, jeho časti v tiažovom poli a v seizmickej aktivite, ako aj v anomálii koncentracii rôznych prvkov vrátane rádioaktívnych. Na tomto zlome, v úseku od Tisovca po sedlo Besník (východne od Telgártu), bolo vybraných 6 lokalít, na ktorých boli realizované geofyzikálne práce. Z výsledkov meraní na profiloch vedených naprieč líniou muránskeho zlomu boli zostavené vertikálne rezy. Zlom sa v rezoch prezentuje diferencovane: buď ako výrazný kontakt dvoch prostredí, alebo ako diferencovaná bloková štruktúra. Na strane poklesnutých blokov (vo väčšine prípadov sú to štruktúry paleozoika) sú vyvinuté pestré kvartérne sedimenty s materiálom z oboch strán zlomu. V rezoch je možné sledovať podrobnú štruktúru zlomového pásma a hodnotiť plynopriepustnosť jeho jednotlivých častí.

S muránskym zlomom súvisí aj projekt hodnotenia lokálnych pohybových aktivít pomocou série geodetických bodov v oblasti Málinca a Detvianskej Huty. Pre posúdenie možného vplyvu horninového prostredia na výsledky geodetických meraní bolo na deviatich bodoch siete vykonané geofyzikálne meranie metódou ERT. Z výsledkov vertikálnych rezov vedených cez geodetické body bolo možné konštatovať, že body boli lokalizované často na okraj skalného bloku, ktorý leží na vrstve mierne zvetraného skalného podložia.

V oblasti vikartovského zlomu boli geofyzikálne merania realizované na dvoch lokalitách: Vikartovské sedlo a Spišské Bystré. Meranie na Vikartovskom sedle bolo realizované na profile vedenom naprieč údolím, s cieľom vybrať miesto pre vrt na odber vzoriek pre datovanie sedimentov a následné posúdenie veku zlomu. Meranie bolo vykonané metódou VES a získaný rez dokumentoval jemnú štruktúru horninového prostredia a pomerne zložitý vývoj v tejto časti Vikartovského chrbátu.

Profil v blízkosti Spišského Bystrého bol vedený naprieč vikartovským zlomom. Výsledky geofyzikálneho merania vo forme vertikálneho rezu ukazujú výraznú zmenu v štruktúre rezu na päte svahu, prekrytú kvartérnym materiálom jednak zo svahu a tiež fluvialnymi sedimentmi toku Hornádu. Poloha zlomovej štruktúry je z rezu dobre identifikovateľná, vrátane jej sklonových pomerov.

Geofyzikálne práce vykonané v minulosti na Slovensku umožnili identifikovať prejavy zlomových štruktúr a zostaviť databázu takýchto prejavov. Podobné databázy sa postupne kreujú aj z ich poznatkových zdrojov a takto sa vytvára možnosť vzájomnej korelácie databáz a generovanie nových prierezových poznatkov. Riešenie projektu prinieslo veľa faktografického geofyzikálneho materiálu, ktorý sa postupne spracováva a publikuje.

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0158-06 (úloha NEOTACT – Neotektonická aktivita územia Západných Karpát).

L. HIPMANOVÁ, J. HEFTY, L. GERHÁTOVÁ, and M. IGONDOVÁ: Geo-kinematics of Slovakia resulting from the combination of four GPS networks

Department of Theoretical Geodesy, Faculty of Civil Engineering, Slovak University of Technology, Bratislava, Slovakia

Slovakia is covered by the numerous GPS networks investigating its geo-kinematical behaviour. These activities started in 1993 within the

measurements performed in the network SGRN (Slovak Geodynamic Reference Network). In 1994 the first observation campaign was performed within the CERGOP and CERGOP-2/Environment projects. In 1996 LAC SUT (Local Analytic Centre of the Slovak University of Technology) started with the analysis of the network CEPER (Central European Permanent Network). Local network TATRY was established in 1997 but the first successful campaign was realized in 1998. The epoch-wise campaigns were repeated regularly each year or in two year's intervals. The number of points gradually increased since 1993. The highest quality data are provided by the CEPER network comprising also the stations of the network EPN (EUREF permanent network). In Slovakia and its nearby areas we count 11 points of permanent observation and 53 points of epoch-wise observation which participated on this experiment. The networks mentioned above were analysed independently with unequal processing parameters, different number and quality of reference points and they were related to the different realizations of the reference frames during its evolution.

The CEGRN (Central European GPS Geodynamic Reference Network) consortium which ensures the CERGOP and CERGOP-2/Environment activities gave publicity to reprocessing initiative about three years ago. They published the official rules for reprocessing of the GPS networks in the order to ensure the homogeneity and comparability of the results. All mentioned GPS networks were completely reprocessed up to the present using the same processing parameters taken over from the IGS (International GNSS Service). The reprocessed network solutions were related to ITRF2005 (International Terrestrial Reference Frame). Homogenized data served as an input for the combination and velocity estimation. For this purpose we used the CATREF (Combination and Analysis of Terrestrial Reference Frame) software which uses minimum constraint solution (Altamimi et al., 2009). This software was developed in the IGN (Institut Géographique National) in France for the ITRF activities. The combination strategy adopted in this software is applied in the global and continental GPS networks.

The combination strategy is based on the minimum constraint approach (Altamimi et al., 2009). In the first step of combination we formed the network solutions independently for each network. Progressively we estimated the velocities of CEPER 2000 – 2009 permanent network (9.63 years of permanent observation), CEGRN 1994 – 2007 network (13.14 years and 9 campaigns), SGRN 1993 to 2007 (13.82 years and 9 campaigns) and the local network TATRY 1998 – 2008 (10.02 years and 11 campaigns). In the second step we combined mentioned solutions together and obtained the aligned coordinates and velocities related to ITRF2005. The combined homogeneous velocity field comprises the velocities of 64 points in Slovakia and its nearby areas. The estimated global velocities were reduced for APKIM2000 (Actual Plate Kinematics Model) velocity model in order to obtain residual intraplate velocities of Slovakia and its nearby areas.

Slovakia is considered as a stable region from the geo-kinematical point of view. The velocity vectors in the western part of Slovakia are predominantly oriented to the north and northeast with the magnitude up to 2.5 mm/year. Central Slovakia is characteristic with the orientation to north and northwest with the magnitude up to 2 mm/year. In the Eastern Slovakia we estimated the vectors with the north-eastern orientation and the magnitude up to 2.2 mm/year. The magnitude and the orientation of velocity vectors depend on many factors as the geometry of the network, number of reference points and its long term quality, used velocity model and so on. The reliability of the velocity vectors depends on the number of observations. The most reliable vectors are provided by the permanent stations which are unfortunately not as numerous as needed. The existing epoch-wise networks were established in the order to increase the densification of permanent networks.

J. HÓK, R. VOJTKO, I. PEŠKOVÁ, S. KRÁLIKOVÁ, M. HOFFMAN and M. SENTPETERY: Quaternary stress orientation in the western part of Slovakia obtained from the travitronics

Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia; hok@fns.uniba.sk

The term travitronics was introduced into the structural geology by Hancock et al. (1999) using travertine in the study of active tectonic processes. Travertine or tufa deposits are preferentially located along fracture traces, either immediately above extensional fissures or in the hanging walls of normal faults. Tensional fissures filled by vertically banded travertines together with systematic joints can be used to infer the local tension directions.

More than 186 occurrences of travertine were investigated in the western part of Slovakia. The age of travertines ranges from the latest Miocene to Holocene. Travertine occurrences are arranged linearly. Linearity of travertine depositions determines the direction of extension during their formation.

The latest Miocene to Pleistocene travertine deposits are generally arranged in the direction NE – SW, while the Pleistocene to Holocene travertine and tufa mounds are oriented in the direction NW – SE to N – S.

The orientation of the latest Miocene to Pleistocene travertine occurrences and the structural features reflect the extension oriented perpendicular to the Carpathian arc course i.e. the direction NW – SE. The Pleistocene and Holocene travertine deposits, which originated during extension, are oriented generally parallel to the Carpathian arc course i.e. in the direction NE – SW.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0158-06.

S. KRÁLIKOVÁ: Morphotectonic analysis of the Hronská pahorkatina upland (northern part of the Danube Basin, Western Carpathians)

Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia

The Hronská pahorkatina upland is situated on the eastern flank of the Komjatice Depression and belongs among typical morphostructures of the Danube Basin. It is possible to follow its tectono-sedimentary evolution since the Middle Badenian clastic deposition, which transgressively overlies rocks of the pre-Cenozoic basement.

The research aimed to analyse and compare the relevant morphostructure features with tectonic disruptions. The results of the research have been used to explain the tectonic evolution of the Hronská pahorkatina upland during the Pliocene and Quaternary.

The distinctive transversal asymmetry of the fluvial valleys as well as the orthogonally oriented drainage basins refers to tectonic predisposition. The flanks with the gentle gradient are characterized by maintained older fluvial accumulation of sediments in the terrace development. The terraces are absent at the steeper flanks. The uppermost Miocene and Pliocene sediments (Beladice and Volkovec Fms.) are cropping out at the side of the steeper flanks. Active normal faults have smaller, shorter, steeper drainages adjacent to the fault and the longer, gentler drainages on the back-tilted flank, which are commonly hanging wall basins (Burbank and Anderson, 2001). The flanks with gentle drainage basins are characterized by the loess

accumulations which absent at the flanks facing to the more active fault. If the formation of the valleys was affected by the tectonic movements before the loess deposition, then the loess would probably overlies the flank with steeper drainage basins. Then the functionality of the actual faults was during the loess deposition, respectively after its deposition.

The morphostructural and neotectonic research of the faults structures manifested that the faults system operated as the normal faults with dominating NE – SW to ENE – WSW and NW – SE to WNW – ESE trending faults. Generally, the NNE – SSW and ENE to WSW trending faults are considered to be older and disturbing the Volkovec Formation (Dacian), but not continuing to the younger strata. These faults were generated under the NW – SE oriented extension during the Upper Pliocene to the Lower Pleistocene.

The younger normal fault system is characterised by the NW – SE and WNW – ESE orientations of the fault planes. These faults were active during the generally NE – SW oriented tension. The conformity between the faults orientation and trending of the youngest dells filled by the Würmian to Holocene sediments refers to the faults origin within the Upper Pleistocene to the Holocene.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0158-06.

F. MARKO¹, R. VOJTKO¹, V. GAJDOŠ², J. MADARÁS³, A. MOJZEŠ² and K. ROZIMANT²: Neotectonic records in the Muráň fault zone (Western Carpathians)

¹Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University Bratislava, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia

²Department of Applied and Environmental Geophysics, Faculty of Natural Sciences, Comenius University Bratislava, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia

³State Geological Institute of Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

⁴Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, Slovakia

The Muráň fault (MUF) can be divided to three segments: the southern Divín segment, middle Muráň segment and the northern Maľcov segment. This important NE – SW trending regional fault is best expressed in the Muráň segment, where represents tectonic contact between the Mesozoic Silica unit (Muráň nappe) and the pre-Mesozoic crystalline basement of the Veporic unit. Its trace is very evident thanks to the juxtaposition of two above mentioned contrasting units, as well as thanks to its distinct expression in geomorphology. Continuation of MUF towards the SW (Divín segment) is not so clear due to monotonous lithology of the Veporic crystalline unit on the both sides of the fault. In the Divín segment the trace of fault is interpreted mainly according to morphological phenomena, and in the southernmost tip the trace of fault is interpreted as a tectonic contact separating the Mesozoic Divín synform (Plašienka, 1983) from the Veporic crystalline basement. Continuation of MUF south of the Divín segment is covered by the Sarmatian volcano-sedimentary complex, representing the upper age limit of the large-scale fault activity. Another age limit of MUF activity is recorded at the northern tip of the Muráň segment, where the fault trace is covered by the basal Central Carpathian Paleogene Basin (CCPB) sediments. At the Hrabušice outcrop, the N – S trending meso-scale post-Gosau strike-slip fault related to MUF zone is colmated by the Middle Eocene sediments, so the age brackets of MUF large-scale activity can be established as the Upper Cretaceous–Early/Middle Eocene (Marko, 1991). Nevertheless, the MUF zone is very distinct in the terrain morphology along its whole length, even in the CCPB (Levočské vrchy). MUF represents one of the most spectacular photolineaments in the visible spectrum as well as in the radar scenes (ERS-2) thanks to well developed linear phenomena in the morphology following the MUF zone. It points to neotectonic reactivation of the MUF zone, which has not caused large offsets,

but only the moderate faulting and jointing, allowing the increased rate of selective erosion within the MUF zone that had appeared. At the Muráň quarry the tectonic contact of the Muráň nappe with Veporic crystalline rocks is exposed. This contact – the Muráň fault sensu stricto is colmated by the Middle-Upper Pleistocene (Ložek, 1960) dolomite breccia not affected by the fault, what declares the uppermost age limit of MUF s. s. activity as the Upper Pleistocene. However, it does not exclude its possible neotectonic activity in the Pliocene–Middle Pleistocene time span. Using geophysical ERT profiling across the course of the Muráň fault at this locality, another normal faults parallel with MUF, having the subsided eastern walls, were detected within the MUF zone. These normal faults cut also the Pleistocene breccia, so represent the subrecent reactivation in the MUF zone. Such structure can be expected along the whole length of MUF zone as show ERT profiles realized in the frame of the project. Except the distinct morphology, to recent activity of MUF at the middle segment points also the distribution of the historical and recent earthquakes events, which epicentres are evidently clustered along the middle segment of MUF. Radon emanations measured along ERT profiles detect open dislocations existing in the middle segment of MUF, related to recent activity. To evaluate the recent movement tendencies along MUF a precise, during several years repeated GPS measurements were realized in the frame of the project. The GPS network is situated in the Divín segment of MUF on both walls of the fault. The final reprocessing of GPS data from all campaigns using the latest software does not show any important, recognizable movement of blocks separated by the Divín fault during the last 8 years (see Mojzeš in this issue). Measurements by the mechanical-optical (moiré) extensometer of TM-71 type have been used as additional monitoring method for the detection of recent movements. One TM-71 extensometer was installed in the Izabela adit located in the area of GPS network 7 years ago. The recent activity recorded by this device along the meso-scale dislocation, subparallel with MUF was really negligible. Only 1.5 mm vertical movement has been detected (see Petro in this issue). From the above commented observations next scenario results. MUF operated as an important strike-slip and dip-slip fault between the Upper Cretaceous and the Middle Eocene. After that time the fault was covered by CCPB basin sediments, products of the Neogene volcanism and the Pleistocene cover. During the Holocene period the normal faulting appeared in the MUF zone, but subvertical MUF s. s. itself has not been reactivated because of its not appropriate vertical attitude for extensional forces. In spite of using two independent monitoring methods, there were not observed any detectable recent movements along the MUF zone during the last decade. However, several microearthquakes related to the middle segment of the MUF were recorded. It can indicate a period of stress accumulation along the fault, which can be followed by the stress releasing with the high strain rate, not excluding earthquake events.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0158-06.

M. MOJZEŠ: The Muráň fault recent movement tendencies determined by the GPS technology

Slovak University of Technology in Bratislava, Department of Theoretical Geodesy, Radlinského 11, 813 68 Bratislava, Slovakia

The neotectonic activity of the Muráň-Divín fault was studied in the central part of the fault. The recent movement tendencies were measured on seven sites by the Global Positioning System (GPS). The sites were mounted by the special brass module to the concrete pillars or into the rocks on the ground. The antenna adapter was screwed onto the brass module with accuracy 0.1 mm. The four GPS observation campaigns were performed (2001, 2003, 2007 and 2009). Every observation campaign was observed 48 hours with Trimble dual frequency receivers. All GPS measured campaigns were processed by the Bernese software, version 5.0 as a free network for each campaign using standard procedure. In this strategy we used five permanent

stations of the European Permanent Network (GRAZ, JOZE, PENC, BOR1 and GOPE). The coordinates and the velocities of permanent stations were derived from the reference frame ITRF2005 for each epoch of observation. The global Cartesian coordinate differences were transformed to local Cartesian coordinate differences and the horizontal relative velocities as well as the vertical velocities were determined by the special software using the full covariance matrices for the each observation campaign. We found that the horizontal relative velocities and the vertical velocities were not statistically significant (see Table 1) and therefore we can argue that Muráň-Divín fault is without tectonic movement in the tested time interval.

Tab. 1
Relative horizontal and vertical velocity of the point

Point	n	Sigma n	e	Sigma e	v	Sigma v	Time Interval of Year	Number of Campaign
	mm/y	mm/y	mm/y	mm/y	mm/y	mm/y		
BRAT	0.13	0.55	-0.01	0.41	-2.19	3.19	8.10	3
LULO	0.34	0.53	0.02	0.39	-2.71	3.07	8.10	4
MALI	0.47	0.53	0.25	0.39	-3.87	3.23	8.10	4
PERE	0.53	0.54	0.21	0.40	-3.20	3.18	8.10	4
SKVR	0.15	0.53	0.13	0.39	-3.04	3.12	8.10	4
ZABI	0.67	0.52	0.17	0.38	-2.89	3.04	8.10	4
KLAT	-0.01	0.53	-0.06	0.39	-2.98	3.15	8.10	4

L. PETRO: Current results from 3D monitoring of micro-displacements at Muráň and Šindliar faults

State Geological Institute of Dionýz Štúr, regional centre Košice, Jesenského 8, SK-040 01 Košice, Slovakia

The monitoring of the micro-displacements along the active tectonic faults by the TM-71 extensometers (Košťák, 1969) in the Western Carpathians started in 1990 (Petro et al., 2004). These devices are capable of detecting movements and micro-displacements in three dimensions with the accuracy 0.01 mm/0.01 gr. They operate using the principle of optical interference (moiré's pattern) which records displacement as a fringe pattern on superposed optical grids that are mechanically connected to the opposite crack faces. Data are obtained in three Cartesian coordinates (x – across joint/crack enabling to measure compression or extension of a joint/crack width, y – horizontal shear displacement along a crack and z – the vertical shear displacement) calculated from recorded interference patterns.

Since 1993 the monitoring is performed in the frame of national project entitled "Partial monitoring system of geological factors of the environment in Slovakia – Tectonic and seismic activity" and funded by the state budget. In the period 2000 – 2006 the detection of micro-displacements at four selected sites (Košícký Klečenov, Branisko, Demänová, Ipeľ) was incorporated into an international project COST Action 625 (3D monitoring of active tectonic structures). Current results from the sites Branisko and Ipeľ are presented below:

Branisko: One TM-71 extensometer was installed inside the emergency tunnel in December 2000. The device is located directly at NE – SW oriented Šindliar fault (eastern border of the Branisko Mts. horst). This neotectonic structure (Hók et al., 2002) represents a contact between the Hercynian crystalline basement, the Mesozoic sedimentary rocks and the Tertiary flysch complexes of the Inner Carpathians. The Branisko Mts. belong among the areas manifesting medium seismic activity ($I_0 = 5 - 6$).

Nine years of monitoring by TM-71 have proved continuous shear displacement along fault planes being interpreted as a dextral shearing. Some trends in rotations of tectonic blocks are also evident from the monitoring results. Several fresh cracks appeared at both

sides of the Šindliar fault inside parallel highway tunnel tube during last years.

Ipeľ: The Muráň fault belongs among the longest and morphologically most distinctive disjunctive structures in the Western Carpathians. The fault is most distinct NE from the site where it separates the Mesozoic sedimentary rock complexes from the Paleozoic crystalline rocks. Two different types of movement were recognized along the fault. First movement is normal with the subsidence of the NW flank (Miocene) and the second one is sinistral along the fault. Neotectonic activity of the area is deduced from the position and thickness of the Quaternary sediments, relics of the flat denudation surfaces as well as the displacements of geological markers inside the pilot tunnel. Seismicity of the region is of medium rate ($I_0 \leq 6$). One TM-71 extensometer was installed in the Izabela pilot tunnel realized in connection with the projected pump-storage power station in July 2002. Results from the more than 7 years monitoring period confirmed about 1.5 mm vertical displacements along the faults planes. It means that SE tectonic blocks subsides. Rotations can be interpreted as non-significant.

R. VOJTKO, Z. ŠIMOVIČOVÁ and J. HÓK: Neotectonics of the western part of the Turiec Depression

Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

The Turiec Depression represents an intramontane depression, being unique in the Western Carpathians. Its evolution began in the Middle Miocene and continues till Quaternary. The tectonic evolution is connected with the transpressive, transtensive strike-slip and extensive tectonic regimes. The normal faults play a decisive role mainly in the western part of the Turiec Depression. The neotectonic research required a multidisciplinary approach. In the western part of the Turiec Depression the methods of morphotectonic analysis have been used. The neotectonic investigation was focused on the Hradište fault. The Hradište structure strongly influenced the evolution of the area during the Plio-Quaternary. Three groups of the relief forms have been distinguished along the entire mountain front. The facet slopes situated on the western side of the fault system represent the first group. The second group encompasses the flat surfaces situated on the eastern side. These groups of the forms fringe the mountain front from the both sides. Third group forms the valleys, crossing and disintegrating the previously mentioned landform groups. The facets are situated above the mountain front line. These facets are still well-preserved, gradually dissecting by incipient backward erosion of the recently seated valleys. The tectonic activity of the mountain front system is recorded in the longitudinal profiles of the selected valleys. The Quaternary activity of the Hradište fault was additively proved by the valley floor-to-height ratio method, by the valley cross-section ratio method and by the interpretation of the remote sensing data.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0158-06. We also thank GRASS-GIS, QGIS, PostgreSQL and PostGIS Development teams for the perfect software applications.

R. VOJTKO¹, F. MARKO¹, J. MADARÁS^{2, 3}, J. BETÁK⁴ and F. PREUSSER⁵: Quaternary tectonic activity of the Vikartovce fault (Hornádska kotlina Basin, Western Carpathians)

¹Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia

²Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava, Slovakia

³State Geological Institute of Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, 817 04, Bratislava, Slovakia

⁴Institute of Geography, Slovak Academy of Sciences, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava, Slovakia

⁵Institute of Geology, University Bern, Beltzerstrasse 1-3, CH-3012 Bern, Switzerland

The Vikartovce fault is one of the most distinctive faults in the Western Carpathians, being very evident in the geological architecture of the area. It forms an E – W trending; perfectly linear northern boundary of the narrow depression, which is filled up by the Paleogene deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (CCPB). From the north, the basin is rimmed by the narrow morphostructural elevation which consists of the Permo–Triassic volcano-sedimentary succession of the Ipolica Group belonging to the Hronic Unit. The southern slopes of the horst are steep and they are related to the dynamics of the Vikartovce fault, while the opposite slopes are gently inclined to the north. The crest line of this horst plunges gently to the east where it is submerged under the CCPB deposits. The fault is regarded as a neotectonically active dislocation. This is because of the very distinctive morphological expressions of the fault trace and its evident relationship to the distribution of the Quaternary deposits, travertine mounds and cascades. These are distributed along the eastern continuation of the Vikartovce fault trace. The fault has strong influence on the change of the rivers courses due to neotectonic fault activity. These arguments are based on the premise that ancient rivers flowing to the north were cut off by the Vikartovce fault. This led to a change in the paleo-rivers network. A possible causative mechanism for this is the block tilting, where E – W faults in the area operated as normal faults which caused subsidence and block tilting. To confirm this idea, a strenuous effort was focused on the localization and sampling of the cut off and buried alluvial sediments preserved at the recently dry Visová pass which was formed by the ancient river flow (Paleo-Hornád river). The age of these alluvial deposits dates the age of the river interruption, and

this means the age of the Vikartovce fault's latest activity. Based upon the geophysical profiling and geological mapping, three shallow boreholes with core recovery were located and drilled at this pass. Third borehole penetrated the brownish/yellowish sandy loam in the upper part of the profile (deluvium), and deeper (at 13 – 17 m depth) a sequence of grey sands intercalated by clays, and pebble clays was reached. Samples for OSL dating were selected from this alluvial horizon, which represents the remnants of the faulted alluvial sediments. These alluvial sediments have been dated at 120 – 180 ka according to OSL dating.

The Vikartovce fault represents a neotectonically active structure and this is proved by many morphotectonic attributes. Along the entire mountain front we can distinguish three groups of relief forms. The first are the facet slopes situated north of the studied fault system; next are flattened surfaces situated on both sides, and the third group produces small valleys, which cross and disintegrate this system of the relief forms. The youngest generation of facets is situated above the mountain front line. These facets are still well preserved and are gradually dissected by the incipient backward erosion of recently seated valleys.

Additionally, a few remnants of flattened surfaces were identified inside the facets. Some of these are randomly situated but some of them are related to each other on the basis of their altitude. The main flattened surfaces have the same altitude as the saddle which is situated approximately 100 m above the Hornád valley. However, the above mentioned small valleys are generally N – S oriented, and they have a very anomalous morphostructural pattern, characterized by a flattened valley near the mountains crest, and they also have a very deep "V" shape with cascades near the mountain front.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0158-06. We also thank GRASS-GIS, QGIS, PostgreSQL and PostGIS Development teams for the perfect software applications.

GEOCHÉMIA 2009

Bratislava 2. – 3. decembra 2009

Geochemistry 2009

Ľ. JURKOVIČ, I. SLANINKA a O. ĎURŽA

Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Abstract. *The 12th continuation of the seminar Geochemistry 2009, being organized regularly at the end of each calendar year, was held on 2. – 3. 12. 2009 in Bratislava with the participation of 58 geochemists from the Slovak and Czech republics. Altogether 31 lectures and 11 posters were presented in the seminar, being simultaneously published in its proceedings. Scientific presentations encompassed a wide spectra of topics, ranging from the origin of stars, through the modern endogene and exogene geochemistry to isotopic and environmental geochemistry.*

Key words: *achievements in geochemistry, report upon seminar*

Tradične koncom kalendárneho roka usporadúvajú Katedra geochémie PriF UK, oddelenie Geochémie životného prostredia ŠGÚDŠ a Slovenská asociácia geochemikov v spolupráci s ďalšími organizáciami a odborníkmi seminár GEOCHÉMIA, ktorý bol tohto roku organizovaný už dvanásť raz. Konal sa v dňoch 2. a 3. 12. 2009 v Bratislave pri príležitosti dvoch významných jubileí celej slovenskej geochemickej komunity: 40. výročia založenia Katedry geochémie PriF UK

v Bratislave a nedežných deväťdesiatin zakladateľa slovenskej geochémie – akademika Bohuslava Cambela.

Cielom seminára bolo umožniť všetkým absolventom, bývalým a súčasným učiteľom, vedeckým pracovníkom Katedry geochémie PriF UK, ako aj širokej odbornej verejnosti a domácim i zahraničným spolupracovníkom:

- prezentovať dosiahnuté vedecké výsledky formou odborných referátov a posterov,

• naznačiť hlavné smery vývoja geochemie u nás i vo svete.

Seminára sa zúčastnilo 58 odborníkov zo Slovenska a Čiech a jedna naša absolventka, ktorá v súčasnosti absolvuje doktorandské štúdium v Lotyšsku.

Podujatie otvorili riaditeľ ŠGÚDŠ Bratislava RNDr. Ľ. Hraško, PhD. a riaditeľka odboru geologických faktorov životného prostredia MŽP SR RNDr. V. Jánová, PhD. poukazujúc vo svojich príhovoroch na širokú škálu geologickej a environmentálnej problematiky, ktorú v súčasnosti geochemické vedy napomáhajú riešiť. Organizačný výbor, s cieľom zabezpečiť vysokú odbornú úroveň seminára, vyžiadal od popredných českých a slovenských odborníkov prednášky, postihujúce väčšinu spektra geochemickej problematiky riešenej v dnešnej dobe na Slovensku, no taktiež aj niektoré globálne geochemicko-teoretické svetové poznatky.

Celkovo na seminári odznelo 31 prednášok a prezentovaných bolo 11 posterov. Prednášky sú publikované v zborníku z konferencie (Geochemia 2009, Konferencie, Sympóziá, Seminára, Štátny geologický ústav D. Štúra, vydavateľstvo D. Štúra, editori L. Jurkovič, I. Slaninka, O. Ďurža).

Veľmi nás teší, že aktívna účasť mladých vedeckých pracovníkov na seminári bola v tomto roku opäť vysoká (6 prednášok a 8 posterov). Znova sa vypísala súťaž o najlepšiu prednášku (cena B. Cambela) a o najlepší poster (cena S. Gazdu) pre pracovníkov do 35 rokov. Cenu B. Cambela získali T. Klimko a B. Lalinská z Katedry mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a cenu S. Gazdu M. Petrák

z Katedry ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave:

KLIMKO, T. a LALINSKÁ, B.: *Sb kyslíkaté minerálne fázy ako produkty oxidácie sulfidov v prostredí banských odkalísk na opustenom Sb ložisku Poproč.*

PETRÁK, M.: *Distribúcia znečistenia na opustenom Sb ložisku Medzibrod (Nízke Tatry).*

Prezentované príspevky priniesli informácie zo širokého spektra problematiky, ktorou sa v súčasnosti zaoberá geochemia, a to od geochemických informácií o vzniku hviezd, cez modernú endogénnu a exogénnu geochemiu až po izotopovú a environmentálnu geochemiu.

Podakovanie organizačného výboru patrí predovšetkým autorom jednotlivých referátov a posterov, ako aj všetkým, vrátane sponzorov – najmä ŠGÚDŠ Bratislava, ale i EL spol. s r. o., Spišská Nová Ves, HYDEKO-KV Bratislava, GEOPRODUKT Banská Bystrica, ktorí prispeli k úspešnému priebehu seminára.

V mene organizačného výboru si dovoľujeme geochemickú pospolitosť upozorniť, že aj v roku 2010 dodržíme tradíciu a začiatkom decembra sa opäť uskutoční seminár GEOCHÉMIA 2010 (už XIII. ročník). Dúfame, že tento termín je už napevno v podvedomí pracovníkov, ktorí sa zaoberajú geochemickou problematikou. Všetkých Vás srdečne pozývame na aktívnu účasť na seminári.



Obr. 1. Seminár sa konal pri príležitosti 40. výročia založenia Katedry geochemie PrF UK v Bratislave. Foto M. Jankulár. **Obr. 2.** Absolventi Katedry geochemie PrF UK v Bratislave pôsobia aj v zahraničí (A. Marzecová). Foto T. Lánczos. **Obr. 3.** Odovzdávanie cien víťazom súťaže o Cenu B. Cambela (T. Klimko a B. Lalinská). Foto T. Lánczos.

Zeolit spája...

Zeolite connects...

Iran International Zeolite Conference 2th IIZC, 2010 Tehran April 29 – 30

EVA CHMIELEWSKÁ

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Abstract. *University of Tehran (Iran) which is the oldest and the most respectable university of the whole country hosted during the April 29 – 30, 2010 attendees of the 2th Iran International Zeolite Conference (IIZC '10). The Slovakian participant as a member of the Scientific Committee was invited in this scientific meeting by the Organizing Committee of IIZC '10 with a thoroughly covered costs, what means a great honour for the Slovakian zeolite research, simultaneously. Iranian zeolite colleagues prepared indeed impressive event where testified their capabilities, enthusiastic ideas, interest, talent and considerable contribution to world zeolite science. Below presented short report tries to express some fresh memories and impressions from this country visit.*

Key words: *natural and synthetic zeolites, applications, Zeolite Conference, University of Tehran, Iran*

Snobi túžia po perzských kobercoch a ich ženy by sa najradšej videli v kožuchoch z perziánu. O Perzskom zálive často počujeme v súvislosti s vojnami a ropou.

Od starovekých Peržanov však svet dostal viac. Vzniklo tam náboženstvo, ktoré zásadne ovplyvnilo neskorý judaizmus a prvotné kresťanstvo, ale aj súčasnú etiku západného sveta. Zvláštni kňazi začali hovoriť o boji dobra a zla, aj o tom, že je len na človeku, čo z nich si vyberie.

Obyvatelia veľkej ríše, oveľa väčšej ako dnešný Irán, svoju krajinu vždy volali Arjánám, čo znamená krajina Árijcov – svet však o nej hovoril ako o Perzii. Pred 70 rokmi šach Réza Pahlaví požiadal medzinárodné spoločenstvo, aby jeho krajinu volalo Irán. Dnes je to moslimská krajina, ale má bohatú predislamskú históriu. Iránci sú pyšní na svoju minulosť (až 8000 rokov stará civilizácia) a z toho pramení ich povýšenosť nad Arabmi.

Počas dynastie Kadžárovcov (1794 – 1925) bojoval Irán s Ruskom a prišiel o územia, na ktorých leží dnešný Azerbajdžan a Arménsko, súhlasil tiež s anexiou dnešného Gruzínska. Vojny ho oslabili, rovnako aj korupčné vlády. Keď tam v roku 1900 objavili ropu, začali okolo neho krúžiť mocnosti.

Nespokojnosť s vládou sa prejavila v tzv. ústavnej revolúcii. Poslednou dynastiou v iránskych dejinách boli Páhlaviovci. Krajinu previedli 2. svetovou vojnou, zaviedli niekoľko reforiem a vládu tvrdej ruky. V roku 1979 krajinu opustil posledný šach Réza Pahlaví. Nahradil ho ajatolláh Chomejní, ktorý založil islamskú republiku. Tá trvá dodnes.

Na základe pozvania organizačným výborom IIZC '10, ktorý mi hradil kompletne náklady, som sa zúčastnila



Obr. 1. Konferenčná sála IIZC '10 na Univerzite v Teheráne.

Fig. 1. Conference hall at University of Tehran (Iran) during the IIZC '10.



Obr. 2. Niektorí z účastníkov IIZC '10 (uprostred traja zahraniční, zľava doprava: prof. K. M. Sharref, Hawler Medical University, Erbil, Irák; prof. E. Chmielewská, Univerzita Komenského, Bratislava; prof. Jong-Sung Yu, Korea University, Soul). Úplne vľavo je prof. M. Zendeheel, Arak University, Irán a druhá z pravej strany je Ing. Nasim Nabiyouni z Organizačného výboru konferencie.

Fig. 2. Some of attendees of IIZA '10 (in the centre are 3 foreign participants, from the left to the right: prof. K. M. Sharref, Hawler Medical University, Erbil, Iraq; prof. E. Chmielewska, Comenius University in Bratislava; prof. Jong-Sung Yu, Korea University, Soul). Entirely left is prof. M. Zendeheel, Arak University, Iran and second from the right side is Chem. Eng. Nasim Nabiyouni, from the Conference Executive Committee.

na 2. iránskej medzinárodnej konferencii o zeolitoch konanej v dňoch 29. až 30. apríla 2010 v Teheráne (University of Tehran). Táto univerzita je v Iráne najstaršou a najlepšou vzdelávacou inštitúciou, takže by som si dovoľila uviesť istú vekovú a hodnotovú paralelu s našou Univerzitou Komenského v Bratislave, ktorá sa zase u nás pýši podobnými atribútmi. Témou mojej plenárnej prednášky bolo zhodnotiť, resp. všeobecne charakterizovať vývoj v tejto oblasti až po súčasnosť, obzvlášť s akcentom na aplikačné možnosti prírodných druhov zeolitov, na ktoré je aj Slovensko mimoriadne bohaté.

Some Approach to historical, current and challenging "Inside" of zeolitic Solids

Na konferencii som okrem tejto milej povinnosti predsedala dvom odborným blokmi:

Environmental applications and implications of zeolites

a

Natural zeolites

Moje osobné dojmy z prvej návštevy tejto krajiny sa mi hlboko vryli do pamäti a zostanú tam navždy, pretože pohostinnosť, priateľskosť a inteligencia ľudí, s ktorými som počas môjho pobytu v Teheráne prichádzala do styku, ma milo prekvapili, čím sa pochmúrne správy o tejto krajine, valiace sa na nás dennodenne z masmédií, rýchlo rozplynuli. Ceny za bežné cestovné služby sú skutočne nízke. Doprava patrí k najlacnejším na svete. Za jedlo tiež utratíte pár dolárov bez toho, aby ste museli šetriť. V krajine žijú Peržania (51 %), Azerbajdžanci (24 %), Kurdi (9 %) a Gilámci (5 %). Úradným jazykom je perzština. Kriminalita je v Iráne nízka a obyvatelia sú k cudzincom veľmi priateľskí. Rada by som sa do tejto krajiny vrátila. V poradí 3. iránska medzinárodná konferencia o zeolitoch sa plánuje o 2 roky v podobnom termíne na University of Arak.

Amonitová fauna v zbierkach Slovenského národného múzea v Martine – Múzea Andreja Kmeťa

Ammonite fauna in the collection of the Slovak National Museum in Martin – the Andrej Kmeť Museum

ANDREJ BENDÍK

Slovenské národné múzeum v Martine – Múzeum Andreja Kmeťa, Ul. A. Kmeťa 20, 036 01 Martin; andrej.bendik@snm.sk

Abstract. The article informs about the abundant ammonite fauna from the Veľká Fatra Mts. being deposited in the collection of the Slovak National Museum – the Andrej Kmeť Museum in the town Martin. The stone core of ammonites comes from the Allgäu beds, the Adnet Formation and the micritic limestones of Liassic of the Šiprúň envelope sequence and the Křížna nappe. The findings from the localities in the vicinity of Křížna hill, Belianska and Necpalská dolina valleys, Borišov hill, Nová Hoľa hill, Turecká and Bystrická dolina valleys are presented here too. The collection comes from the old captures of the 1950s and the 1960s. The collection in the Andrej Kmeť Museum contains 900 ammonites appertaining to 63 genera of 12 ammonite families and 8 subfamilies of Phylloceratida, Lytoceratida and Ammonitida of Lower Jurassic (Liassic) age, more precisely from raricostatum to aalensis (Upper Sinemurian – Upper Toarcian) ammonite subzones.

Key words: ammonite fauna, Liassic, Veľká Fatra Mts., museal collection, Slovak National Museum

Úvod

Slovenské národné múzeum v Martine – Múzeum Andreja Kmeťa (ďalej SNM – MAK) nadväzuje na tradíciu prvej budovy múzea z roku 1907, o ktorej výstavbu sa zaslúžila Múzeálna slovenská spoločnosť a mala slúžiť na uloženie a prezentáciu zbierok širokej verejnosti. Jej zakladateľom a najväčším darcom bol Andrej Kmeť, podľa ktorého nesie meno aj toto múzeum. Samotná I. budova Slovenského národného múzea bola vyhlásená v roku 1994 za národnú kultúrnu pamiatku. Od roku 1964 v I. budove múzea sídlilo Turčianske múzeum Andreja Kmeťa (TMAK) s vlastivedným regionálnym charakterom, ktoré sa stalo v roku 1996 súčasťou Slovenského národného múzea a v roku 2004 prešlo ako samostatná organizačná zložka s prírodovedným zameraním pod správu Slovenského

národného múzea v Martine. V múzeu sa nachádzajú okrem anorganických zbierok aj zbierky zoologického, botanického a historického charakteru.

V podstate od svojej opätovnej činnosti v roku 1964 začalo múzeum zbierkotvornú činnosť v rámci anorganickej prírody, ktorá vyvrcholila v rokoch 1968 – 1973, kedy pracovala v TMAK Dr. Milada Horáková a v hlavnej miere sa zaslúžila o vybudovanie fondu anorganických zbierok. Prvoradou vedeckou doménou Dr. Horákovovej bolo štúdium odrôd kremeňa (limnokvarcity, opály) zo známych lokalít v kremnickej oblasti (Jastrabá, Bartošova Lehôtka, Stará Kremnička), pričom výsledky prác aj publikovala (Horáková, 1971, 1974). Napriek svojej prioritnej záľube v kremitých horninách sa venovala aj zberu hornín a skamenelín reprezentujúcich geologický vývoj Turčianskej kotliny a prilahlych pohorí. Samotná zbierka

amonitovej fauny sa niekoľkonásobne rozrástla po roku 2004.

Kolekcia amonitovej fauny SNM – MAK je značne rôznorodá čo doruhovej pestrosti, pričom fauna pochádza len z troch hlavných typov hornín troch rozdielných súvrství. Ide o amonity získané zo škvŕnitých slienitých vápencov a slieňov allgäuskeho súvrstvia, červených hluznatých vápencov, slienitých vápencov až slieňov adnetského súvrstvia a amonity pochádzajúce z prechodných typov kalových vápencov medzi predchádzajúcimi dvomi súvrstviami. Amonitová fauna je zachovaná výhradne vo forme kamenných jadier bez zachovaných vonkajších či vnútorných častí schránky zloženej pôvodne z aragonitu, ktorý je náchylný na rozpúšťanie vo väčších morských hĺbkach (pod hladinou ACD). Samotné jadrá majú rôzny stupeň zachovanosti, ktorý však nie je úmerný prítomnosťou v určitom type horniny. Na jednej strane sú zachované veľmi jemné štruktúry odtlačkov pôvodnej schránky (jemné rebrovanie, hrboľčky, sutúry a pod.), na strane druhej mnoho schránok (resp. v našom prípade jadier) postihla deštrukcia počas uloženia na morskom dne a následne značný nadložný tlak (silná deformácia jadier) pri litifikácii, čo pomerne často znemožňuje presnejšiu druhovú determináciu. Všeobecne sa dá povedať, že deformáciami sú poškodené hlavne jadrá väčšie ako 5 – 6 cm (priemer jadra). Pomerne často sa zachovávajú len úlomky jadier.

Lokality nálezov

Predmetná zbierka pozostáva výhradne z amonitovej fauny získanej na území Veľkej Fatry (ďalej VF). Najviac je zastúpená juhozápadná časť VF (oblasť Blatnica – Čremošné), v menšej miere západná časť (v oblasti Belá – Necpaly) a južné až juhovýchodné územie (Staré Hory – Donovaly). Ojedinele sa nachádzajú izolované zbery z iných lokalít VF a po jednom jedincovi sa zachovali zbery z Jasenova a Slovenského Pravna z pohoria Žiar.

Ložiská z oblasti Belá – Necpaly sú zastúpené nálezmi z Belianskej doliny (sem patria aj objavy označené ako z územia obce Belá), Lysca, Necpál (resp. Necpalskej doliny) a Borišova. Nálezy amonitov z vápencov allgäuskeho súvrstvia z Belianskej a Necpalskej doliny boli získané hlavne zberom z nánosov miestnych potokov (často sa rozvodňujú počas topenia snehu a prívalových dažďov) a nie je preto možné presne určiť, či pochádzajú zo súvrstvia obalovej jednotky alebo krížňanského príkrovu. Výnimkou sú objavy z Borišova, ktoré môžeme jednoznačne lokalizovať ako nálezy zo sivých kalových vápencoch liasu a vápencov adnetského súvrstvia, patriaceho krížňanskému príkrovu. Predmetné sivé kalové vápence sú laterálnym prechodom medzi adnetským a allgäuským súvrstvom (Mišík, 1964; Mišík a Rakús, 1964). Všetky zbery sú *ex situ* (nestratifikované). Objavy z tejto oblasti zahŕňajú cca 4 % z celkového počtu zbierky amonitovej fauny SNM – MAK a boli získané hlavne počas pôsobenia Dr. M. Horákovej, v menšej miere zo zberov Dr. Miloša Rakúsa.

Najbohatšie čo do získaných kusov je zastúpená juhovýchodná oblasť VF, čiže oblasť Blatnica – Čremošné. Konkrétne ide o lokality Blatnica, Krížna, Úplaz, Frčkov, Rovné, Studienky a Čremošné. V niektorých prípadoch možno

bližšiu lokalizáciu všeobecne zaradiť len do širšej oblasti kvôli nedostačujúcemu opisu miesta nálezu. Konkrétne ide o lokality Blatnica, Krížna a Studienky. Nálezy odtiaľto jednoznačne pochádzajú z oblasti Rovné, resp. Úplaz – Frčkov. Ide o amonitovú faunu z kalových a hluznatých vápencov, slienitých vápencov až slieňov adnetského súvrstvia krížňanského príkrovu a práve lokality Rovné a Frčkov sú jediné známe s výskytom adnetského súvrstvia v tejto oblasti. Nálezisko Rovné sa nachádza na sz. svahu Krížnej (1 574,3 m) na konci dolinky Rovné, ktorá je pokračovaním Dedošovej doliny. Keďže nálezy označené lokalitou Krížna pochádzajú z vápencov adnetského súvrstvia (pričom samotná Krížna, ako aj jej širšie okolie je tvorené slienitými vápencami až slieňmi mrázňanského súvrstvia), je možné ich tiež jednoznačne priradiť k nálezisku Rovné. Oblasť Úplaz – Frčkov sa nachádza na južnom svahu Frčkova (1 585 m), pričom presnejšia lokalizácia je vo výraznom lavínovom kline (odtiaľ názov Úplaz, resp. medzi domácimi aj starý názov Úšust). Väčšina nazbieranej amonitovej fauny pochádza zo zberov *ex situ* (časť amonitov má pôvod v odstrele, ktorý vykonal M. Peržel, Rakús, os. informácia) (Peržel, 1967, 1968; Rakús, 1962, 1964). Stratifikované zbery pochádzajú z lokality Frčkov (resp. Úplaz) (Bendík, 2000, 2001, 2004a, 2005a, 2008). Z oblasti Čremošného sú v zbierkach iba dva kusy. Celkovo však spomínaná amonitová fauna z VF predstavuje cca 80 % z celej zbierky.

Južnú – juhovýchodnú časť VF reprezentujú náleziská Turecká, Veľká Ramžiná, Bystrická dolina, Motyčky a Nová hola (Bendík, 2004b, 2005b). Keďže Veľká Ramžiná je časťou Tureckej, môžeme obe lokality stožniť pod názvom Turecká. Časť fauny pochádza priamo zo stratifikovaných profilov (*in situ*) a časť fauny z povrchových zberov (*ex situ*). Amonitová fauna, ktorú nazbierali hlavne Dr. M. Rakús a Dr. A. Bendík, pochádza z vápencov až slieňov adnetského súvrstvia krížňanského príkrovu a predstavuje cca 15 % zo zbierky SNM – MAK.

Faunistické zloženie zbierky

V zbierkovom fonde sa z podtriedy *Ammonoidea* nachádzajú tri rady, a to *Phylloceratida*, *Lytocerotida* a *Ammonitida*.

Rad *Phylloceratida* Arkell, 1950

Rad *Phylloceratida* reprezentujú zástupcovia čeladi *Juraphyllitidae*, *Phylloceratidae* a *Calliphylloceratidae*. *Juraphyllitidae* zastupujú druhy *Juraphyllites libertus* (GEMMELLARO) a *Juraphyllites cf. limatus* (ROSENBERG). *Phylloceratidae* zastupuje druh *Zetoceras cf. zetes* (D'ORBIGNY) a bližšie neurčiteľný rod *Phylloceras* sp. *Calliphylloceratidae* zastupuje len jeden druh *Calliphylloceras nilsoni* (HÉBERT) a bližšie neurčiteľný rod *Calliphylloceras* sp.

Rad *Lytocerotida* Hyatt, 1889

Tento rad predstavujú v zbierke čelade *Lytocerotidae* a *Nannolytocerotidae*. *Lytocerotidae* zastupujú druhy *Lytoceras cornucopia* (YOUNG & BIRD), *Lytoceras fimbriatum* (SOWERBY)

a *Lytoceras postfimbriatum* PRINZ a bližšie neurčiteľné rody *Lytoceras* sp. a *Alocolytoceras* sp. *Nannolytoceratidae* reprezentuje len bližšie neurčiteľný rod *Audaxlytoceras* sp.

Rad Ammonitida Hyatt, 1889

Rad Ammonitida je v zbierkach SNM – MAK najviac percentuálne zastúpený z celej podtriedy Ammonoidea. V zbierkovom fonde ho reprezentujú zástupcovia čeladi *Echioceratidae*, *Oxynoticeratidae*, *Euderooceratidae*, *Liparoceratidae*, *Amaltheidae*, *Dactylioceratidae*, *Perisphinctidae* a podčeladami *Coeloceratinae*, *Polymorphytinae*, *Acanthopleuroceratinae*, *Arieticeratinae*, *Harpoceratinae*, *Hildoceratinae*, *Grammoceratinae* a *Hammatoceratinae*.

Čelaď *Echioceratidae* zastupujú druhy *Echioceras rarico-statoides* (VADASZ), *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *Paltechioceras* cf. *boehmi* (HUG), *Paltechioceras favrei* (HUG), *Paltechioceras charpentieri* (SCHAFFHÄUTL), *Leptechioceras meigeni* (HUG), *Leptechioceras* aff. *meigeni* (HUG), *Arnioceras* aff. *ceratitoides* (QUENSTEDT) a bližšie neurčiteľný rod *Coroniceras* sp. Čelaď *Oxynoticeratidae* reprezentuje len jeden druh *Oxynotoceras oxynotum* (QUENSTEDT). Čelaď *Euderooceratidae* zastupuje len bližšie neurčiteľný rod *Microderoceras* sp. Podčelaď *Coeloceratinae* je reprezentovaná iba druhom *Coeloceras* cf. *pettos* (QUENSTEDT). Podčelaď *Polymorphytinae* sú zastupované druhmi *Uptonia jamesoni* SOWERBY, *Uptonia angusta* (QUENSTEDT) a bližšie neurčiteľným rodom *Uptonia* sp. Podčelaď *Acanthopleuroceratinae* predstavujú druhy *Acanthopleuroceras* cf. *binotatum* (D'ORBIGNY) a *Acanthopleuroceras valdani* (D'ORBIGNY) a bližšie neurčiteľný rod *Tropidoceras* sp. Čelaď *Liparoceratidae* reprezentujú druhy *Liparoceras* (*Becheiceras*) *gallicum* SPATH, *Liparoceras* (*Becheiceras*) *bechei* (SOWERBY), *Androgynoceras capricornus* (SCHLOTHEIM), *Androgynoceras* cf. *capricornus* (SCHLOTHEIM), *Androgynoceras maculatum* (YOUNG & BIRD) a bližšie neurčiteľné rody *Vicininodoceras* sp. a *Oistoceras* sp. Čelaď *Amaltheidae* zastupujú druhy *Amaltheus margaritatus* (DE MONTFORD), *Pleuroceras hawskerense* (YOUNG & BIRD), *Pleuroceras* cf. *solare* (PHILLIPS), *Pleuroceras spinatum* (BRUGUIÈRE) a bližšie neurčiteľný rod *Pleuroceras* sp. a *Amaltheus* sp. Čelaď *Dactylioceratidae* predstavujú druhy *Prodactylioceras davoei* (SOWERBY), *Prodactylioceras nodosissimum* (QUENSTEDT), *Dactylioceras athleticum* (SIMPSON), *Dactylioceras* cf. *athleticum* (SIMPSON), *Dactylioceras commune* (SOWERBY), *Dactylioceras marioni* (LISSAJOUS), *Dactylioceras* cf. *marioni* (LISSAJOUS), *Dactylioceras* sp. cf. *tenuicostatum* (YOUNG & BIRD), *Peronoceras* (*Porpoceras*) *vortex* (SIMPSON) a bližšie neurčiteľné rody *Nodicoeloceras* sp. a *Peronoceras* sp. Podčelaď *Arieticeratinae* reprezentujú druhy *Arietoceras algovianum* (OPPEL), *Arietoceras* cf. *algovianum* (OPPEL), *Arietoceras nitescens* (YOUNG & BIRD) a bližšie neurčiteľný rod *Arietoceras* sp. Podčelaď *Harpoceratinae* zastupujú druhy *Protogrammoceras incertum* (MONESTIER), *Protogrammoceras normanianum* (D'ORBIGNY), *Fucinoceras compressum* (MONESTIER), *Fucinoceras cornacaldense* (TAUSCH), *Fucinoceras lavinianum* (FUCINI),

Harpoceras cf. *elegans* (SOWERBY), *Harpoceras* sp. cf. *eseri* (OPPEL), *Harpoceras falcifer* (SOWERBY), *Harpoceras* cf. *falcifer* (SOWERBY), *Polyplectus discoides* (ZIETEN) a bližšie neurčiteľné rody *Harpoceras* sp., *Fucinoceras* sp. a *Micro-polyplectus* sp. Podčelaď *Hildoceratinae* reprezentujú druhy *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE) a *Hildoceras* (*Hildaites*) cf. *sublevisoni* FUCINI. Podčelaď *Grammoceratinae* predstavujú *Grammoceras saemanni* (DUMMORTIER), *Grammoceras* cf. *saemanni* (DUMMORTIER), *Grammoceras thoursense* (D'ORBIGNY), *Phymatoceras* cf. *hillebrandti* JAKOBS, SMITH & TIPPER a bližšie neurčiteľný rod *Grammoceras* sp. Podčelaď *Hammatoceratinae* reprezentujú druhy *Haugia navis* (DUMMORTIER), *Haugia* cf. *illustris* (DENCKMANN), *Haugia* cf. *variabilis* (D'ORBIGNY), *Pleydellia* sp. cf. *aalensis* (ZIETEN), *Hammatoceras* cf. *subinsigne* (DUMMORTIER) a bližšie neurčiteľné rody *Hammatoceras* sp., *Pleydellia* sp. a *Haugia* sp. Čelaď *Perisphinctidae* zastupuje len jeden bližšie neurčiteľný rod *Perisphinctes* sp.

Z predchádzajúceho prehľadu vyplýva, že zbierka obsahuje 40 presne determinovaných druhov, 23 druhov s nomenklaturickými skratkami cf. a aff. a 24 druhov, ktorých zachovanie umožňuje len rodové zaradenie v rámci determinácie (uvádzané so skratkou sp.). Všetky determinované jedince v zbierke SNM – MAK stratigraficky reprezentujú lias, s výnimkou rodu *Perisphinctes* sp. (výskyt prechádza do oxfordu).

Jednotlivé druhy a rody s uvedením lokality nálezu sú nasledovné (zoraďené abecedne):

Acanthopleuroceras cf. *binotatum* (D'ORBIGNY), Rovné;
Acanthopleuroceras valdani (D'ORBIGNY), Úplaz, Veľká Ramžiná;
Alocolytoceras sp., Frčkov;
Amaltheus margaritatus (DE MONTFORD), Belá, Borišov, Frčkov;
Amaltheus sp., Úplaz;
Androgynoceras capricornus (SCHLOTHEIM), Bystrická dolina, Frčkov, Úplaz, Veľká Ramžiná;
Androgynoceras cf. *capricornus* (SCHLOTHEIM), Úplaz – Rovné;
Androgynoceras maculatum (YOUNG & BIRD), Frčkov, Motyčky, Rovné, Úplaz;
Arietoceras algovianum (OPPEL), Studienky;
Arietoceras cf. *algovianum* (OPPEL), Podhradie;
Arietoceras nitescens (YOUNG & BIRD), Frčkov, Rovné;
Arietoceras sp., Frčkov;
Arnioceras aff. *ceratitoides* (QUENSTEDT), Rovné;
Audaxlytoceras sp., Úplaz – Rovné;
Calliphyloceras nilsoni (HÉBERT), Blatnica, Frčkov, Rovné, Úplaz;
Calliphyloceras sp., Frčkov, Úplaz;
Coeloceras cf. *pettos* (QUENSTEDT), Rovné;
Coroniceras sp., Belianska dolina;
Dactylioceras athleticum (SIMPSON), Úplaz;
Dactylioceras cf. *athleticum* (SIMPSON), Nová hoľa, Rovné;
Dactylioceras commune (SOWERBY), Belá, Frčkov, Úplaz – Rovné;
Dactylioceras marioni (LISSAJOUS), Frčkov;

Dactylioceras cf. marioni (LISSAJOUS), Nová hoľa;
Dactylioceras sp. cf. *tenuicostatum* (YOUNG & BIRD),
 Rovné;
Echioceras raricostatooides (VADASZ), Belianská dolina,
 Bystrická dolina, Rovné;
Echioceras raricostatum (ZIETEN), Belianska dolina,
 Borišov, Bystrická dolina, Jasenovo, Necpaly, Rovné,
 Turčianske Jaseno, Zvolen;
Fuciniceras compressum (MONESTIER), Rovné;
Fuciniceras cornacaldense (TAUSCH), Frčkov, Rovné;
Fuciniceras lavinianum (FUCINI), Frčkov, Rovné;
Fuciniceras sp., Frčkov, Úplaz – Rovné;
Grammoceras saemanni (DUMMORTIER), Frčkov;
Grammoceras cf. *saemani* (DUMMORTIER), Turecká;
Grammoceras thoursense (D'ORBIGNY), Frčkov, Turecká,
 Úplaz – Rovné;
Grammoceras sp., Frčkov;
Hammatoceras cf. *subinsigne* (DUMMORTIER), Rovné;
Hammatoceras sp., Úplaz – Rovné;
Harpoceras cf. *elegans* (SOWERBY), Rovné;
Harpoceras sp. cf. *eseri* (OPPEL), Nolčovo;
Harpoceras falcifer (SOWERBY), Frčkov;
Harpoceras cf. *falcifer* (SOWERBY), Úplaz – Rovné;
Harpoceras sp., Úplaz – Rovné;
Haugia cf. *ilustris* (DENCKMANN), Rovné;
Haugia navis (DUMMORTIER), Rovné;
Haugia cf. *variabilis* (D'ORBIGNY), Turecká, Úplaz – Rovné;
Haugia sp., Turecká;
Hildoceras bifrons (BRUGUIÈRE), Frčkov, Nová hoľa,
 Turecká – Veľká Ramžiná, Úplaz – Rovné;
Hildoceras (*Hildaites*) cf. *sublevisoni* FUCINI, Nová hoľa;
Juraphyllites libertus (GEMMELLARO), Úplaz – Rovné;
Juraphyllites cf. *limatus* (ROSENBERG), Blatnica;
Leptechioceras meigeni (HUG), Rovné, Veľká Ramžiná;
Leptechioceras aff. *meigeni* (HUG), Rovné;
Liparoceras (*Becheiceras*) *bechei* (SOWERBY), Rovné,
 Úplaz, Veľká Ramžiná;
Liparoceras (*Becheiceras*) *gallicum* SPATH, Frčkov;
Lytoceras cornucopia (YOUNG & BIRD), Frčkov, Turecká;
Lytoceras fimbriatum (SOWERBY), Frčkov, Veľká Ramžiná;
Lytoceras postfimbriatum PRINZ, Belá, Blatnica, Frčkov,
 Krížna, Úplaz – Rovné, Veľká Ramžiná;
Lytoceras sp., Frčkov, Úplaz – Rovné, Veľká Ramžiná;
Microderoceras sp., Belianska dolina;
Micropolyplectus sp., Rovné, Turecká;
Nodicoeloceras sp., Nová hoľa;
Oistoceras sp., Blatnica;
Oxynoticeras oxynotum (QUENSTEDT), Bystrická dolina,
 Rovné;
Paltechioceras cf. *boehmi* (HUG), Úplaz – Rovné;
Paltechioceras favrei (HUG), Frčkov, Rovné;
Paltechioceras charpentieri (SCHAFHÄUTL), Rovné,
 Turecká;
Perisphinctes sp., Blatnica;
Peronoceras (*Porpoceras*) *vortex* (SIMPSON), Frčkov;
Peronoceras sp., Frčkov, Turecká;
Phylloceras sp., Frčkov, Úplaz – Rovné, Veľká Ramžiná;

Phymatoceras cf. *hillebrandti* JAKOBS, SMITH & TIPPER,
 Turecká;
Pleuroceras hawskerense (YOUNG & BIRD), Rovné;
Pleuroceras cf. *solare* (PHILLIPS), Frčkov;
Pleuroceras spinatum (BRUGUIÈRE), Rovné;
Pleuroceras sp., Frčkov;
Pleydellia sp. cf. *aalensis* (ZIETEN), Úplaz – Rovné;
Pleydellia sp., Belianska dolina;
Polypsectus discoides (ZIETEN), Turecká, Úplaz;
Prodactylioceras davoei (SOWERBY), Úplaz – Rovné,
 Veľká Ramžiná;
Prodactylioceras nodosissimum (QUENSTEDT), Frčkov,
 Motyčky;
Protogrammoceras incertum (MONESTIER), Rovné;
Protogrammoceras normanianum (D'ORBIGNY), Frčkov,
 Úplaz – Rovné;
Tropidoceras sp., Frčkov, Úplaz – Rovné;
Uptonia jamesoni SOWERBY, Belá, Blatnica, Borišov, Frčkov,
 Necpaly, Úplaz – Rovné;
Uptonia angusta (QUENSTEDT), Frčkov;
Uptonia sp., Slovenské Pravno;
Vicinodicerias sp., Úplaz – Rovné;
Zetoceras cf. *zetes* (D'ORBIGNY), Frčkov, Úplaz – Rovné.

Záver

Amonitová zbierka SNM – MAK predstavuje viac ako 900 ks jedincov z Veľkej Fatry (s dvomi výnimkami nálezov z pohoria Žiar) v rôznom štádiu zachovania, čím bola limitovaná aj determinácia jednotlivých jedincov. V zbierke sa nachádza 63 druhov, ktoré stratigraficky reprezentujú spodnú juru (lias), v jednom prípade doger Veľkej Fatry. Amonity pochádzajú zo škvrnitých slienitých vápencov a slieňov allgäuskeho súvrstvia, červených hlúznatých vápencov, slienitých vápencov až slieňov adnetského súvrstvia a z kalových vápencov prechodných typov medzi predchádzajúcimi súvrstviami, ktoré z väčšej časti prináležia sekvenciám krížňanského príkrovu, v menšej miere obalovej jednotke. Približne 30 % amonitovej fauny je stratifikovaných a predstavujú ju indexové amonitové druhy biozón sinemúru, plienschachu a toarku. Nemenej dôležitá je aj zostávajúca fauna nájdená v pozícii *ex situ*, nakoľko predstavuje kvalitný porovnávaci materiál nielen pre odborníkov, ale aj študentov geovied.

Literatúra

- BENDÍK, A., 2000: Tethyan Boreal connection during the Pliensbachian (Western Carpathians): An evidence from ammonite fauna. *Slovak Geol. Mag.*, 6, 2 – 3, 223 – 228.
 BENDÍK, A., 2001: Co-occurrence of Tethyan and Boreal ammonites in the Lower Liassic Formation of the Western Carpathians (Slovakia, Veľká Fatra Mts.): Implications for paleobiogeography and faunal migration. *Biul. Państw. Inst. geol., 12th Meeting of the Ass. of Europ. Geol. Societies, Poland, Krakov*, 21 – 22.
 BENDÍK, A., 2004a: Zmena amonitovej fauny v Centrálnych Západných Karpatoch v spodnej jure: príklady z adnetského súvrstvia vo Veľkej Fatre. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Banská Bystrica, archív GÚ SAV*, 165.

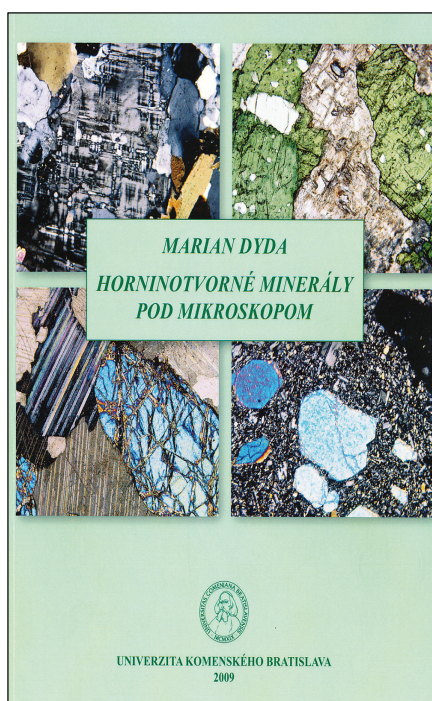
- BENDÍK, A., 2004b: Ammonite fauna of superfamily Psilocerataceae Hyatt, 1867 from the Lower Jurassic limestone formation of the Velká Fatra Mts. (Central Western Carpathians, Slovakia). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 36, 7 – 16.
- BENDÍK, A., 2005a: Amonitová zonácia spodnej jury (pliensbach – toark) v Centrálnych Západných Karpatoch: príklady z adnetského súvrstvia vo Veľkej Fatre. In: *Zbor. SNM v Martine, Kmetianum X, Martin*, 75 – 94.
- BENDÍK, A., 2005b: Amonitová fauna adnetského súvrstvia z lokality Nová Hoha (Veľká Fatra). In: *Zbor. SNM v Martine, Kmetianum X, Martin*, 95 – 104.
- BENDÍK, A., 2008: Liasová amonitová fauna z lokality Úplaz vo Veľkej Fatre (Západné Karpaty, Slovensko). In: *Zbor. SNM v Martine, Kmetianum XI, Martin*, 74 – 106.
- HORÁKOVÁ, M., 1971: Príspevok k poznaniu neogénnych sedimentov severnej časti Turčianskej kotliny. In: *Zbor. TMAK, Kmetianum II, Martin*, 159 – 190.
- HORÁKOVÁ, M., 1974: Odrody kremeňa z niekoľkých lokalít v Kremnických vrchoch. In: *Zbor. TMAK, Kmetianum III, Martin*, 243 – 258.
- MIŠÍK, M., 1964: Lithofazieses Studium des Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teil der Niederen Tatra. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 1, 9 – 92.
- MIŠÍK, M. & RAKÚS, M., 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 1, 159 – 184.
- PERŽEL, M., 1967: Geologický výskum mezozoika juhozápadnej časti Veľkej Fatry. Dielčia záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, AP 4158*, 93.
- PERŽEL, M., 1968: Mezozoikum Veľkej Fatry. Doktorská práca. *Manuskript. Bratislava, archív SNM – MAK Martin*, 69.
- RAKÚS, M., 1962: Amonity v liase Západných Karpát. *Geol. Práce, Zoš.*, 62, 267 – 271.
- RAKÚS, M., 1964: Paläontologische Studien im Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 1, 93 – 156.

M. DYDA: Horninotvorné minerály pod mikroskopom. Recenzia vysokoškolskej učebnice Review of the university textbook: The rock-forming minerals under the microscope by Doc. RNDr. Marian Dyda, CSc.

Abstract. Because of lack of the Slovak petrographic textbooks the first ones used in Slovakia were written in Czech language at the turn of the 1950s and the 1960s. Recently reviewed Slovak textbook consists of three parts. First chapter describes the methods and general principles of the microscopic study of rock-forming minerals. The second comprehensive chapter characterizes the optical parameters of particular rock-forming minerals, including the tectonites. Generally more than 100 rock-forming minerals, or their groups, are described in the textbook, being divided by their classification parameters. The groups of minerals are characterized by their optical parameters and chemical composition. The mineral names are in accord with terminology approved by the International Mineralogical Association. Third, the most voluminous chapter relates the mineral occurrences with the rocks geneses and explains the mineral phase relations. The textbook includes a great amount of the high-quality photographs.

Key words: rock-forming minerals, classification, petrography, textbook

V roku 2009 vyšla vo vydavateľstve Univerzity Komenského v Bratislave na Slovensku ojedinelá vysokoškolská učebnica *Horninotvorné minerály pod mikroskopom*. V prvom rade treba uviesť, že doteraz nebola napísaná v slovenskom jazyku nijaká originálna učebnica venovaná mikroskopii horninotvorných minerálov a ich vystupovaniu v horninách. Celé generácie študentov geologických vied, ale i odborníkov z praxe, boli odkázané študovať a používať učebnice vydané v českom jazyku, pre nás blízkom a zrozumiteľnom, alebo čerpať z iných zahraničných zdrojov. Medzi najviac používané učebnice patrili Hejtmán a Konta (1959), Dudek, Fediuk a Palivcová (1962) a v poslednom období Gregorová, Fojt a Vávra (2002). Prvé dve boli oficiálnymi vysokoškolskými učebnicami mikroskopie v období spoločnej československej republiky. Vďaka týmto učebniciam boli vychované takmer všetky generácie študentov geologických vied za posledných 70 rokov. Zo zahraničných učebníc sa najviac používala publikácia Deer et al., ktorá vyšla vo viacerých vydaniach (1966 až 1991). Keďže bola vydaná v anglickom jazyku, využívala sa predovšetkým študentmi doktorandského stupňa a širokou odbornou praxou. V poslednom období sa objavil preklad



mineralógie C. Kleina (2002), ktorú preložil do slovenského jazyka J. Majzlan v roku 2006. Je to viac učebnica systematickej mineralógie, i keď obsahuje časti venované kryštalografii a kryštalochémii minerálov, ako aj základy optickej mineralógie. Nie je však špeciálne zameraná na horninotvorné minerály z hľadiska ich štúdia pod mikroskopom, ani ich vystupovaniu v horninách a z toho vyplývajúcich genetických aspektov. Z týchto dôvodov je vydanie učebnice *Horninotvorné minerály pod mikroskopom* veľmi významným počínom, vítaným hlavne širokou študentskou komunitou, ktorej umožňuje študovať horninotvorné minerály a ich vystupovanie v horninách v slovenskom jazyku.

Text učebnice sa logicky rozkladá do troch častí. Prvá, všeobecná časť, sa venuje základným princípom potrebným na pozorovanie horninotvorných minerálov pomocou polarizačného mikroskopu. Celá časť je zostavená systematicky, počnúc pozorovaniami pod jedným nikolom, cez pozorovania pri skrížených nikoloch, až po optické charakteristiky izotrópných a anizotrópných jednoosových a dvojosových minerálov. Záverom prvej časti sa autor venuje metódam určovania indexu lomu a dvojlomu, vrátane špeciálnych metód určovania

optických konštánt, akými sú rotačné mikroskopovacie metódy. Text prvej kapitoly je veľmi zrozumiteľný, s použitím súčasnej odbornej terminológie, pričom v takejto súhrnnej forme dosiaľ nebol v slovenskej literatúre publikovaný. Použité obrázky vhodne dopĺňajú vysvetľovaný problém a sú veľmi kvalitne prevedené.

Druhá, podstatne obsiahlejšia kapitola, sa venuje charakteristike optických vlastností horninotvorných minerálov. V osobitných podkapitolách sú charakterizované izotropné minerály, horninové sklá a amorfne minerálne fázy, vrátane pseudotachylitov a tektitov, ktoré vznikajú v dôsledku tektonických procesov či pri meteoritických impaktoch, alebo úderoch blesku. Systematicky sa ďalej opisujú optické charakteristiky jednoosových, dvojosových a nakoniec opakných minerálov. Začína sa optickou charakteristikou každého minerálu a pokračuje jeho najdôležitejšími výskytmi a premenami a paragenézou. Celkovo je charakterizovaných viac ako 100 horninotvorných minerálov alebo skupín minerálov. Skupiny minerálov sú podobne rozdelené na základe súčasných klasifikačných parametrov. Zvýšená pozornosť sa venuje hlavne základným horninotvorným minerálom, akými sú sludy, chlority, amfiboly, pyroxény, živce, ale i zeolitom, skupine melilitu, skapolitu, serpentínu a epidotu-zoisitu. Charakterizujú sa z hľadiska vzťahu ich optických vlastností a chemického zloženia.

Do druhej kapitoly autor zaradil všetky významné horninotvorné minerály, ktoré logicky zoradil na základe interakcie svetla. Názvy zodpovedajú súčasnej mineralogickej nomenklatúre, schválenej Medzinárodnou mineralogickou asociáciou (IMA), pre slovenskú odbornú verejnosť upravenou Ozdínom a Uherom (2002). Osobitnú výnimku tvoria názvy minerálov, ktoré IMA neodporučila používať, hoci v petrologickej terminológii sa doposiaľ používajú, a to v zahraničných i v domácich publikáciách. Týka sa to najmä chloritov, amfibolov a slúd. V texte sa uvádzajú aj s príslušnou citáciou pomenovania a klasifikácie. Optické charakteristiky minerálov sú v celom texte druhej kapitoly doplnené veľmi vhodnými a kvalitnými obrázkami, zväčša prebratými z práce Trögera (1971). Autor pri zostavení tejto kapitoly čerpal z početných zahraničných monografických prác a publikácií, ako aj z domácich vysokoškolských skript, najmä týkajúcich sa fyzikálnych vlastností (Dávidová, 1998) a kryštalochémie minerálov (Fejdi, 2004).

Tretia, najobsiahlejšia kapitola sa zaoberá minerálmi v horninách. Text dopĺňa a vysvetľuje výskyt minerálov v spojení s genézou hornín. Autor sa venuje štruktúrnym vzťahom medzi minerálnymi fázami, charakteristickým znakom pre odlišenie progresívnych a regresívnych procesov, príkladom rovnovážnych a nerovnovážnych reakcií a odlišeniu primárnych

a naložených minerálnych asociácií vo vzťahu ku podmienkam vzniku hornín. Celkovo je daná kapitola napísaná s prehľadom, odborne na vysokej úrovni, prekračujúcou rámec podobných textov určených pre študentov. Je veľmi dobre dokumentovaná množstvom kvalitných farebných fotografií. Podstatnú časť týchto obrázkov reprezentujú originálne fotografie zhotovené samotným autorom alebo pochádzajú z archívnych zbierok katedry mineralógie a petrológie. Len malá časť obrázkov je prebratá zo zahraničných publikácií. Farebné fotografie sú všeobecne na vysokej grafickej úrovni a veľmi názorné, čo z didaktického hľadiska predstavuje pre študentov, ale i pre záujemcov z praxe, veľmi dobrý a ucelený študijný materiál.

Predstavená vysokoškolská učebnica svojou vedeckou a odbornou úrovňou presahuje rámec bežných vysokoškolských textov. Sumarizuje poznatky o mikroskopickom štúdiu horninotvorných minerálov na úrovni porovnateľnej s obdobnými dielami vydanými v zahraničí. Je významným prínosom vo vysokoškolskom učebnom procese ako vynikajúci študijný materiál pre študentov geologických vied a vied o Zemi vo všetkých troch stupňoch vysokoškolského štúdia. Odporúčam ju do pozornosti i širokej odbornej verejnosti.

Anna Vožárová
vysokoškolský učiteľ

I. REIFF a kol.: 100 rokov priemyselnej ťažby uhlia – Baňa Handlová. 1. vyd. Košice: Banská agentúra, 2009. 160 s.

Mine Handlová – 100 years of industrial coal exploitation, 1. issue by I. Reiff et al., review

Abstract. The review of the publication issued to the 100 anniversary of the start of the brown coal exploitation in the Handlová mine. Unfortunately the celebration of the anniversary was not held because of the tragical explosion in the mine with 20 victims occurring that time. The comprehensive book covers the description of the geology of the deposit at Handlová, but also the history of the mine, exploitation technology, mining methods, elaboration of exploited raw-material and the security in the mine. The publication contains numerous contemporary photographs, technical drawings and historic documents enriching the written text.

Key words: Handlová mine, exploitation technology, mining and dressing methods, Slovakia

V roku 2009 vyšla unikátna 160 stranová publikácia k príležitosti osláv stého výročia začiatku priemyselnej ťažby uhlia v okolí Handlovej. Bohužiaľ, od realizácie samotných osláv sa upustilo po tragickej udalosti – výbuchu v Bani Handlová zo dňa 10. augusta 2009, pri ktorej vyhaslo 20 ľudských životov (banských záchranárov a baníkov). Ako Handlovčanovi by mi bolo nesmierne ľúto, keby zostala takáto kniha bez povšimnutia v tieni smutných udalostí. Početný autorský kolektív pod vedením Ing. Igora Reiffa si zaslúži uznanie a vďaka za vynaložené úsilie pri jej zostavovaní. Publikácia je o to cennejšia, že sa v nej stretávame s kapitolami venovanými nielen geológii a ťažbe, ale sú do nej zahrnuté aj súvisiace vedné disciplíny – história bane, technológia ťažby, dobývacie metódy, úprava ťaženej suroviny a bezpečnosť ťažby v bani.

Baňa Handlová má nezastupiteľný význam v ťažbe fosílnych palív na Slovensku –



i keď nedrží prvenstvo ako lokalita, z ktorej sa začalo ťažiť uhlie, určite si toto prvenstvo zaslúži z hľadiska významu a množstva ťaženej suroviny v rámci celého Slovenska. Ako geológ by som určite uvítal väčší priestor práve pre kapitolu venujúcu sa geológii ložísk a geologicko-prieskumným prácam realizovaným počas celej histórie bane. Samozrejme, plne chápem, že nosná časť publikácie je kladená na ostatné kapitoly priamo súvisiace s technológiou ťažby, spôsobom dobývania a úpravou uhlia. Čitateľ má tak možnosť dozvedieť sa o používaných raziacich strojoch a strojnom vybavení, o metodike razenia, o spôsobe dopravy, údržbe strojov a elektrozariadení. Rovnako zaujímavé je aj čítanie o postupe, s akým sa baňa vyrovnávala s bezpečnosťou pri razení a prevenciou kladenou na predchádzanie banským nešťastiam, ako aj ich likvidácii v prípade, že k nim už došlo. Publikácia je bohatá

na množstvo dobových fotografií, technických výkresov i historických dokumentov, ktoré vhodným spôsobom dopĺňajú písané slovo.

Samostatné kapitoly sa venujú histórii a personálnemu obsadeniu vedenia od prvopočiatkov ťažby až po súčasnosť, čím čitateľ získa ucelený obraz o vývoji a zmenách v búrlivejších vojnových, prípadne povojnových časoch po znárodnení; ako aj v časoch najväčšej slávy bane. Jedna z kapitol pojednáva o sociálnom postavení a zabezpečení baníkov a je akýmsi vzdaním

úcty tisíckam ľudských osudov, s ktorými je Baňa Handlová spojená a neoddeliteľne prepojená – samotným baníkom, bez ktorých by žiadna ťažba nebola možná. Ponúka nám historický prehľad, v akých podmienkach museli baníci pracovať v minulosti a ako je to dnes. Je akýmsi pripomenutím, že nie vždy bolo samozrejmosťou mať dobré pracovné, mzdové a sociálne podmienky, o bezpečnosti práce ani nehovoriac. V úplnom závere je uvedený podrobný prehľad najdôležitejších dátumov v histórii bane.

Ako menší „handicap“ tejto publikácie považujem fakt, že si ju možno zakúpiť iba v informačnom stánku mesta Handlová. Osobne si myslím, že je dôstojnou pripomienkou vynaloženého ľudského úsilia pri získavaní tak cennej suroviny, akým uhlie bez pochyb je. Podľa môjho názoru by nemala chýbať v knižnici každého, kto sa zaujíma o históriu ťažby na Slovensku, pretože dokáže zaujať nielen odbornú, ale rovnako aj laickú verejnosť.

M. Majdán

E. DOBRA: Geotermika na východnom Slovensku. Recenzia publikácie Review of the publication *Geothermics in the Eastern Slovakia* written by RNDr. Eduard Dobra

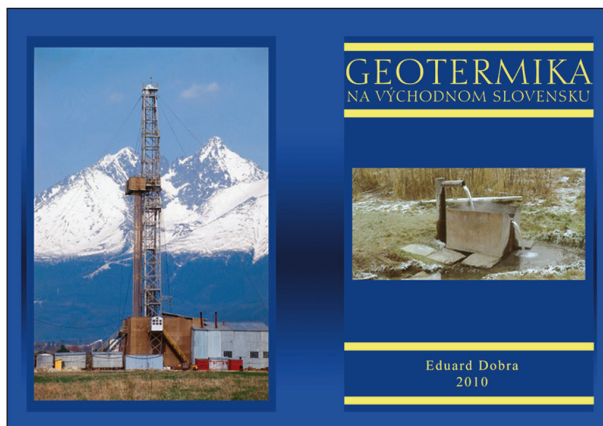
Abstract. *Non-voluminous publication extends the former activities of the author in the field of geothermal energy in Slovakia and based on available data and former knowledge it reports the recent state of the geothermal energy in the Eastern Slovakia. The introductory chapter explains the terminology and describes the development of the knowledge and the use of geothermal energy in the world and in Slovakia. Next chapters report the balneological use of the curative water in the Eastern Slovakia and describe the geothermal structures in this region. The book terminates with the summary of ups and downs of the recent exploration and the use of geothermal sources.*

Key words: *geothermics, balneology, curative water, Eastern Slovakia*

Publikácia RNDr. Eduarda Dobru *Geotermika na východnom Slovensku* je nerozšiahla, ale zaujímavé dielo, ktoré nadväzuje na jeho doterajšie aktivity i práce súvisiace s problematikou využívania geotermálnej energie na Slovensku. Pokiaľ sa v predchádzajúcich prácach venoval jednak všeobecným otázkam geotermálnej energie a zhodnoteniu poznatkov Košickej kotliny, kde podrobnejšie sumarizoval zvlášť lokalitu Ďurkov, teraz v novopredkladanej publikácii na základe dostupných súčasných informácií, ale aj starších poznatkov vcelku prijateľným spôsobom podáva širšej verejnosti sumár súčasného stavu o geotermálnej energii východného Slovenska.

V úvode predloženej publikácie objasňuje terminológiu a rozvoj poznávania a využívania geotermálnej energie vo svete a na území SR s dôrazom na východoslovenský región. V nadväznosti nasledujú dve nosné kapitoly, z ktorých prvá sa dotýka využívania liečivých vôd, čiže balneológii a druhá je venovaná popisu vlastných geotermálnych štruktúr. V závere práce autor konštatuje klad, ale upozorňuje aj na nedostatky, ktoré vyplývajú predovšetkým z možnosti súčasného prieskumu a zložitej situácie pri realizačných výstupoch možného využívania poznatých, prípadne overených geotermálnych zdrojov.

Textovú časť publikácie autor dopĺňa pomerne rozsiahlou grafickou a fotografickou



dokumentáciou na požadovanej úrovni, ale na škodu nie je vždy adekvátne opísaná v texte, aj keď svoj účel plní i v tejto forme. Kladom publikácie zostáva rozsiahly sumár odbornej literatúry a popularizačných článkov, ktoré sa dotýkajú uvedeného problému.

Nakoľko publikácia sa čitateľsky zameriava predovšetkým na širšiu verejnosť a odborníkov, ktorí s danou problematikou prichádzajú do styku iba okrajovo, z uvedeného dôvodu bolo potrebné zreteľnejšie objasniť niektoré terminologické pojmy. Geotermika je v širšom zmysle slova geofyzikálny odbor, ktorý skúma tepelný stav zemského telesa. V tomto prípade ide o aplikovanú geotermiku, ktorá zahŕňa skúmanie tepelného poľa v povrchových vrstvách zemskej kôry

v súvislosti s vyhľadávaním zdrojov geotermálnej energie. Pod pojmom geotermálna energia rozumieme tepelnú energiu pochádzajúcu zo zemských hĺbín, kde jej zdrojom je oblasť anomálne vysokého tepelného toku a sú to predovšetkým miesta aktívneho vulkanizmu (Island a pod.) alebo priaznivé geotermálne štruktúry už v neaktívnych oblastiach (Západné Karpaty a pod.).

Záverom možno konštatovať, že aj napriek určitým nepresnostiam a protirečeniam, ktoré v malej miere skresľujú výpoved' autora s realitou, predkladaná publikácia plní na dobrej úrovni pôvodný zámer informovať odbornú i širšiu verejnosť o histórii, ale aj o súčasnom stave a možnostiach využívania geotermálnej energie na východnom Slovensku. Domnievam sa, že v rámci nového vydania je potrebné urobiť určité úpravy textu a obrázkov, aby prezentovali uceleným spôsobom pôvodný zámer diela.

Napriek uvedeným skutočnostiam predstavuje zaujímavú a poučnú populárno-odbornú publikáciu vhodnú pre tých, ktorí sa podieľajú na prieskumnej, projekčnej a investičnej činnosti v tejto problematike v regióne východného Slovenska. Poslúži však aj rôznym ochranárskym pracovníkom, či obdivovateľom geológie a prírody.

Jozef Slavkovský

Kvalita namiesto kvantity

Quality instead of quantity

JURAJ MAJZLAN

Friedrich-Schiller Universität Jena

Abstract. *The contribution informs about new rules implemented by the German Grant Agency (Deutsche Forschungsgemeinschaft, DFG), intending to increase of the quality of scientific outcomes. The main inappropriate trend in the recent science is publishing of a large quantity of papers at the expense of their quality. To avoid this, in Germany, correspondingly with the principles valid in the National Science Foundation and the National Institute of Health (U. S. A.), the DFG is limiting the number of publication for the grant application to five in the period of the last five years. In the final reports of the terminating grants the outcome can encompass maximum two publications each year of the research.*

Key words: *publications, limiting number of papers, improving quality, German Grant Agency (DFG)*

Pod týmto mottom ohlásila Nemecká grantová agentúra (Deutsche Forschungsgemeinschaft, DFG) nové pravidlá na vykazovanie výsledkov činnosti v rámci žiadostí o nové vedecké granty alebo správy za práve skončené granty. DFG sa snaží týmto čeliť záplave málo kvalitných publikácií. Ako všetci vieme, z publikovania je už dávnejšie olympijská disciplína, len miesto gólov, bodov a sekúnd sa merajú impaktové faktory a H-indexy. Nevídane sa zvýšil počet časopisov a tie, ktoré ešte nie sú zaradené do štruktúry databázy Web of Science, sa o to (často úporne) snažia. Predpokladaný konečný stav tohto procesu je taký, že všetky časopisy sa stretnú vo Web of Science, ale kvalita ani jedného z nich sa nezvýši.

Čo robí DFG preto, aby autori publikovali menej, ale kvalitnejšie? Pri záverečných správach z projektov alebo pri žiadostiach o nové projekty nebudú môcť vedci uvádzať ľubovoľné počty vlastných publikácií ako dôkaz ich vedeckej schopnosti, ale len niekoľko vybraných a podľa názoru týchto vedcov aj kvalitných príspevkov. Tým odpadajú snahy niektorých riešiteľov grantov prezentovať sa takmer nekonečnými zoznamami publikácií za posledných 5 alebo 10 rokov. Keď sa niekto na tieto zoznamy bližšie pozrie, často zistí, že ide o publikácie v nie najlepších časopisoch alebo nerecenzovaných zborníkoch. Dané práce majú určite svoje miesto vo vedeckej praxi a mnohokrát sú dokonca vítané. Nie je ale možné, aby nahrádzali publikácie v kvalitnejších zahraničných časopisoch, ktoré by mali byť dôkazom vedeckej erudície a mali by slúžiť ako podklad na udeľovanie akademických titulov.

DFG obmedzuje počet publikácií, ktoré môže žiadateľ o grant uviesť, na päť – v priemere jedna za rok. Pri správach z grantov, ktoré končia alebo sa už skončili, môžu autori uviesť ako výstup zo svojho projektu maximálne dve publikácie

za rok. Inak povedané, aj keď sa im podarilo priviesť na svet dvanásť publikácií v tom najslabšom „karentovanom“ časopise každý rok, je to jedno. Tí, ktorí toto pravidlo porušia, budú naň najprv jemne upozornení. Či budú v budúcnosti nasledovať aj tvrdšie postihy ako jemné upozornenie, nie je jasné.

V materiáli, ktorý DFG zverejnila na svojej internetovej stránke, sa doslova píše: „Často je prvou otázkou [pri posudzovaní grantov, habilitáciách a inauguráciách], aký má kto impaktový faktor a H-faktor. Už málokoho zaujíma, čo vlastne dotýčny skúma. Týmto sa vytvára neprimeraný tlak na vedcov, aby publikovali čo najviac. Okrem iného to ďalej vedie k podvodom, ktoré poškodzujú nielen vedu samotnú, ale aj obraz vedy a vedcov v širokej verejnosti.“ Niekedy mám pocit, že vedci sú už zredukovaní na modelky, ktoré vedia, aké optimálne miery by mali mať.

Ťažko povedať, či tieto nové pravidlá budú viesť k požadovanému efektu, ale rozhodne treba DFG pochváliť za snahu. Podobné pravidlá platia aj v NSF (National Science Foundation, USA) a NIH (National Institute of Health, USA). Zrejme sa ešte zvýši tlak na špičkové odborné časopisy, príde viac rukopisov na posúdenie a viac ich bude zamietnutých. Ako príklad spomeňme časopis *Geochimica et Cosmochimica Acta*, ktorý zamietla 40 – 50 % všetkých zadaných rukopisov. Ako recenzent pre tento a iné časopisy mám možnosť vidieť, čo všetko sú niektorí autori ochotní a schopní poslať tam, kde to nemá ani najmenšiu šancu. Cestou je len a len zvyšovanie kvality aj za cenu, že publikácií nebude až tak veľa. Zostáva len dúfať, že si tieto trendy všimnú aj príslušné orgány na Slovensku a začnú podľa toho posudzovať slovenských vedcov. Aby kvalita bola skutočne dôležitejšia ako kvantita, aby prekročenie takzvaných minimálnych kritérií, bez ohľadu na to, ako boli prekročené, nebolo samozrejmom miestenkou na vlak smerom k akademickým titulom.

Nový „vírus“ alebo „Nové trendy hodnotenia ložísk nerastných surovín: aplikácia na ložisko magnezitu Jelšava – Miková“ od Petra Španeka

New “virus” or “New trends in mineral deposits evaluation: Case study in Jelšava – Miková magnesite deposit” by Peter Španek

LADISLAV VIZI a JULIÁN KONDELA

Ústav geovied, Fakulta BERG, Technická univerzita v Košiciach, Park Komenského 15, 040 01 Košice

Abstract. *The contribution critically comments the methodological article “New trends in mineral deposits evaluation: Case study in Jelšava – Miková magnesite deposit (Slovakia)” written by Peter Španek (2009; Mineralia Slov., 41, 331 – 338), and presents numerous alternatives of more appropriate evaluation of mineral deposits.*

Key words: *geostatistics, modelling of deposit bodies, interpolation methods, Jelšava magnesite deposit, Slovakia*

Teoretici aj praktici znali problematiku hodnotenia ložísk nerastných surovín určite radi siahnu po článku zaoberajúcom sa novými trendmi v tejto oblasti. Hovorí sa, že obal predáva tovar. Niekedy nie je výrobok taký kvalitný, ako tvrdí obal. V prenesenom význame to znamená, že nie je možné predvídať, či po kliknutí na odkaz článku so sľubným titulom objavíme to, čo očakávame, alebo si, naopak, práve nás našiel „vírus“.

Článok uverejnený v časopise *Mineralia Slovaca* 41/03/2009 *Nové trendy hodnotenia ložísk nerastných surovín...* je viac ako nadnesený. Čitateľovi sľubuje informácie o nových trendoch. A práve príspevky takéhoto druhu vedú čitateľa znalého problematiky k prvotnej reakcii, ktorou je pochopiteľne ignorovať uvedené a len nechápavo krútiť hlavou. To by však bolo to isté, ako známe „kto mlčí, ten svedčí“, a to v konečnom dôsledku necháva priestor pre ešte väčšie zmätky. Preto si autori tohto komentáru kladú za povinnosť reagovať na uvedený príspevok. Nie v zmysle kritiky a dokazovania absurdity spomínaného článku, ale v zmysle uvedenia veci na správnu mieru a otvorenia priestoru pre diskusiu na tému nových trendov v hodnotení ložísk nerastných surovín.

Už v úvodnej časti príspevku nemožno súhlasiť s autorovým výrokom, kde konštatuje nasledovne:

„Metódy geoštatistiky a modelovania ložiskových telies sa v zahraničí využívajú už desaťročia, no u nás sa s ich aplikáciou začalo len prednedávnom.“

V zozname použitej literatúry absentujú práce od nestorov aplikácie geoštatistiky v bývalom Československu, ako sú Schejbal, Rybár, Bláha, Škubal, Kučera, Mesarčík a ďalší. Je zrejmé, že autor týmto tvrdením len zakrýva nie celkom dobrý prehľad v problematike, teda aspoň v lokálnom meradle. Záver úvodnej kapitoly však znie sľubne:

„Cieľom tejto štúdie je poskytnúť stručný prehľad moderných metód hodnotenia ložísk nerastných surovín, akými sú rôzne interpolačné a geoštatistické metódy...“

K týmto moderným metódam sa dostávame v kapitole „Interpolačné metódy“, kde sa dozvedáme:

„Medzi najčastejšie používané interpolačné metódy v ložiskovej geológii patria:

a) metóda prevrátených štvorcov vzdialeností (inverse squared distance – IDS); b) metóda krigingu; c) metóda

minimálneho zaoblenia; d) modifikovaná Shepardova metóda; e) metóda prirodzeného suseda; f) metóda najbližšieho suseda; g) metóda radiálnych bázových funkcií; h) trojuholníková metóda s lineárnou interpoláciou zistených hodnôt.“

Nie je zrejmé, prečo autor všeobecnú metódu prevrátených vzdialeností (*Inverse Distance Weighting – IDW*) obmedzil len na jej druhú mocninu a prečo len pri tejto metóde použil aj anglický ekvivalent, mimochodom nesprávne (*Inverse Distance Squared – IDS*). Rovnako nie je jasné, čo myslel autor bázovými funkciami alebo minimálnym zaoblením – asi základné funkcie a minimálne zakrivenie. Úsmevne však vyznie aj „interpolačia zistených hodnôt“ – interpolované sú predsa neznáme hodnoty na základe pozorovaných, zistených hodnôt (nie je potrebné zisťovať zistené). Svoje tvrdenie o tom, že tieto metódy interpolácie patria medzi najpoužívanejšie v ložiskovej geológii podopiera citáciou Staněk et al. (2006). Z citovaného článku je však jednoznačne zrejmé, že autori sa odvolávajú na zoznam dostupných interpolačných metód v prostredí Surfer od spoločnosti Golden Software™, ktoré implementovali do svojho prostredia IHPSUL. Ďalšie podkapitoly však potvrdzujú celkový dojem z nevládnutia ani len troch následne opísaných metódik, výber ktorých vo vzťahu k novým trendom hodnotenia ložísk nerastných surovín nie je vôbec zrejmý a autorom je neuvádzaný.

V prípade trojuholníkovej metódy s lineárnou interpoláciou nie je vôbec zjavné, prečo sa autor opiera o obrázok 1, ktorý vôbec nekorešponduje s uvedenou sústavou lineárnych rovníc. Označeniam bodov so známymi hodnotami G_2 , G_4 a G_9 sú priradené súradnice x , y a hodnoty „ z “ s indexmi 1, 2 a 3 a nie 2, 4, 9. Napriek tomu, že daný obrázok je citovaný (Blištan, 2005), dalo by sa usudzovať, že vzhľadom na spomínané zmätočné označenia schému prevzal citovaný autor z nejakej všeobecnejšej literatúry, zaoberajúcej sa princípmi lineárnej interpolácie a „zabudol“ ju citovať. Veď kto by označoval tri body úplne náhodne za sebou nasledujúcimi číslicami? Je zrejmé, že celá podkapitola je autorom opísaná z prvého citovaného zdroja, ktorý však rovnakým spôsobom nezvláda princíp a teóriu lineárnej interpolácie na základe triangulačnej siete. Pravdepodobne preto, lebo citovaný autor nepoužil

a necitoval nijakú odbornú literatúru (vrátane použitej schémy na obrázku).

Je na mieste poznamenať, že lineárna interpolácia na základe triangulačnej siete sa, rovnako ako všetky lineárne interpolácie, zakladá na tzv. lineárnej kombinácii dostupných údajov a príslušných váh pre odhad neznámej hodnoty. Získaný odhad je teda výsledkom váženého priemeru, v tomto prípade troch údajov umiestnených na vrchoch príslušného trojuholníka vytvorenej triangulačnej siete a príslušných váh. Tieto váhy sú určené na základe dvoch základných metód. Prvá spočíva v určení troch vnútorných trojuholníkov, ktoré vzniknú po vložení bodu s neznámou hodnotou. Neznáme váhy sú následne určené na základe plôch daných vnútorných trojuholníkov. Druhý spôsob spočíva v určení váh na základe hodnôt vzťahov medzi súradnicami jednotlivých vrcholov príslušného trojuholníka a polohy bodu s neznámou hodnotou. Detailný opis týchto metód je možné nájsť v publikácii Vizi a Hlásny, 2007a (str. 109).

Ďalšia podkapitola v rámci kapitoly „Interpoláčnne metódy“ sa zaoberá metódou prevrátených vzdialeností, konkrétne štvorcov vzdialeností – „Metóda prevrátených štvorcov vzdialeností (IDS)“. Autor stanovuje, že:

„Hodnotu sledovanej veličiny T_B v bode B zisťujeme ako súhrn príspevkov zo známych bodov, ktoré sú v určitej vzdialenosti od bodu B.“

Nasleduje všeobecné vyjadrenie odhadu neznámej hodnoty na základe prevrátených vzdialeností. Čo znamená ten „súhrn príspevkov“? Autor má zrejme na mysli lineárnu kombináciu známych údajov a príslušných váh určených na základe prevrátených vzdialeností medzi ich priestorovými pozíciami a pozíciou bodu s odhadovanou hodnotou. V spomínanom vyjadrení však nie je objasnený parameter „ k “. Práve on predstavuje kľúčový aspekt metódy interpolácie na základe prevrátených vzdialeností. Exponent „ k “ totiž zastupuje najjednoduchší model priestorovej interpolácie s konceptom tzv. priestorovej autokorelácie, pri ktorých vychádzame z predpokladu, že vzťah odhadovanej hodnoty je najintenzívnejší k najbližšej hodnote a klesá so stúpajúcou vzdialenosťou. Na základe spomínaného princípu sú váhy údajových bodov vstupujúcich do výslednej lineárnej kombinácie odhadované na základe zmeny mocniny „ k “ – čím nižšia je táto mocnina, tým podobnejšie váhy sa priradujú k jednotlivým údajovým bodom. Veľmi jednoducho možno dokázať, že v extrémnom prípade, kedy $k = 0$, sa výsledný odhad neznámej hodnoty rovná aritmetickému priemeru údajov vstupujúcich do odhadu, nakoľko všetky priradené váhy budú rovnaké. V opačnom prípade, kedy sa mocnina „ k “ zvyšuje, budú bližšie údajové body nadobúdať vyššie váhy a vzdialenejšie nižšie. V extrémnom prípade sa výsledný odhad priblíži k odhadu na základe metódy polygónov vplyvu. Znamená to, že metóda štvorcov prevrátených vzdialeností zodpovedá prípadu, kedy $k = 2$. Na základe citácie uvedenej pri obrázku 2 (Blišťan, 2005) je zrejme, že aj táto podkapitola bola opísaná z príslušného citovaného článku s rovnako nízkou kvalitou opisu danej metódy interpolácie. Okrem toho, že sa spomínaná schéma nápadne podobá na uvádzanú Sinclairom a Garstonom (2006, str. 20), nachádza sa na

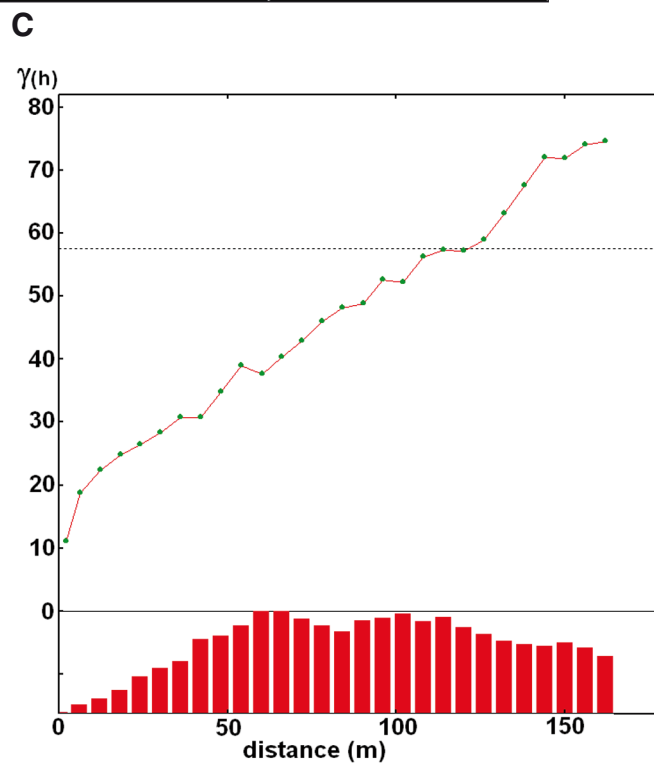
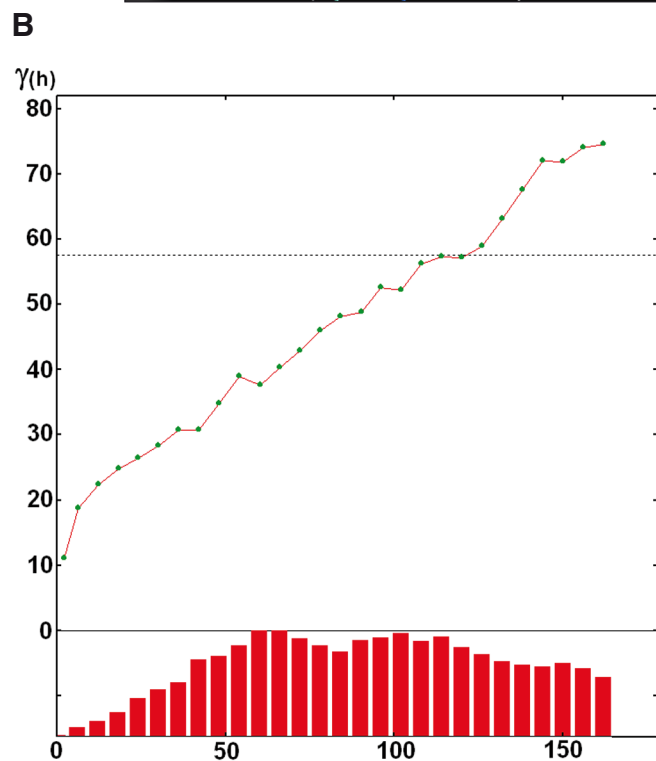
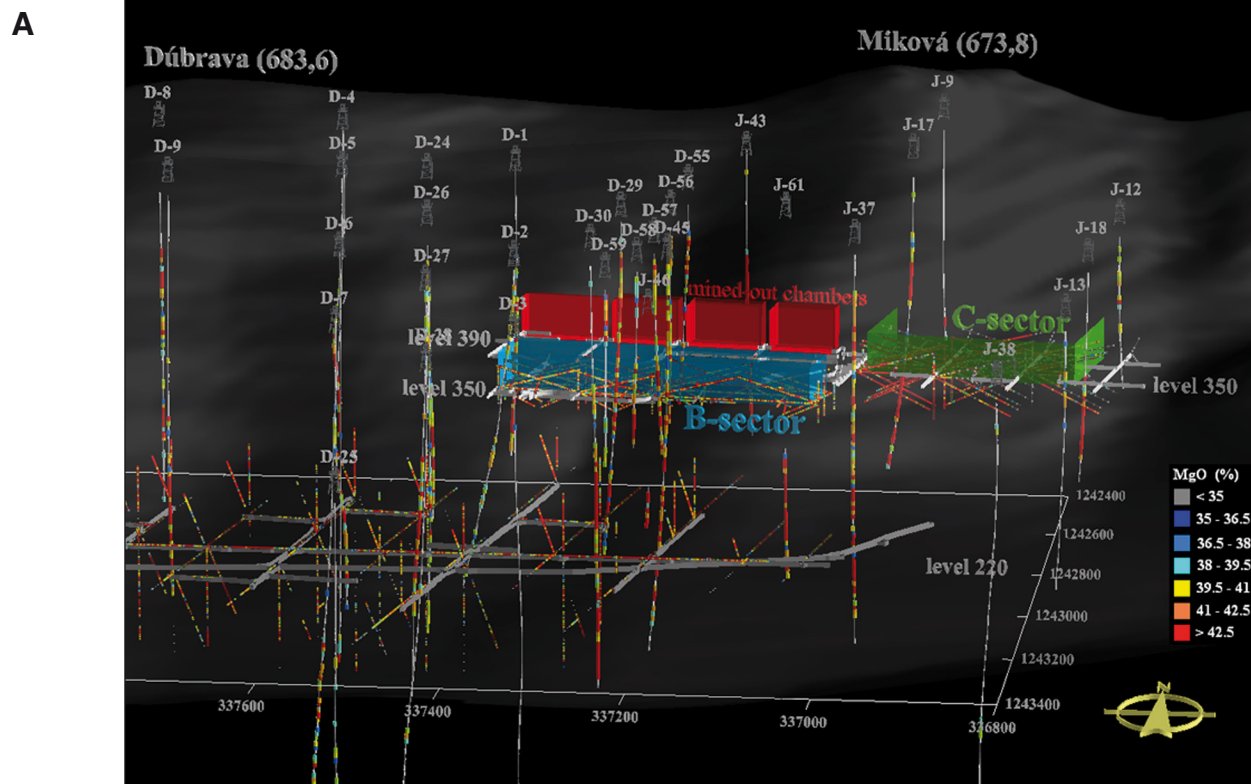
nej dvakrát „ g_7 “. Detailnejší opis metódy IDW s praktickým príkladom je možné nájsť v publikácii Vizi a Hlásny, 2007a (str. 116).

Pozn. V časopise *Mineralia Slovaca* 41/3/2009 sa uvádza príspevok autorov Blišťan, P. a Blišťanová, M. s opisom parametrov vstupujúcich do odhadu IDW. Okrem toho, že parameter „ typ okolia“ je v skutočnosti modelom (Vizi a Hlásny, 2007b) a je všeobecný pre takmer všetky interpoláčnne metódy okrem triangulácie a polygónov vplyvu, autori evidentne pracovali so zahraničnou literatúrou a príslušným slovníkom – parameter „ k “ označovaný v zahraničnej literatúre ako „Power“ preložili výrazom „ $sila$ “. Takým spôsobom sa do vyjadrenia odhadu na základe IDW namiesto mocniny „ k “ dostala fyzikálna veličina. Ide o unikátne zistenie? Ak áno, potom by si tento spôsob interpolácie zaslužil podrobnejšiu charakteristiku podloženú matematikou.

Poslednou prezentovanou podkapitolou v rámci kapitoly „Interpoláčnne metódy“ je „Geoštatistická metóda krigingu“. Čitateľ sa z nej však nedozvie vôbec nič o krigovaní. Prvý vzťah, ktorý sa tu uvádza, neplatí pre krigovanie, ale všeobecne vyjadruje už niekoľkokrát spomínanú lineárnu kombináciu dostupných údajov (g_i) a príslušných váh (w_i). Krigovanie je metóda na odvodenie optimálnych váh vstupujúcich do tejto lineárnej kombinácie na základe štruktúrneho modelu priestorovej variability študovaného fenoménu vyjadreného modelom variogramu. Autor ho definuje takto:

„Variogram je základná štruktúrna funkcia...“

V skutočnosti nie je základnou štruktúrnou funkciou, ale základným štruktúrnym nástrojom, ktorý v praxi predstavuje model zložený z viacerých autorizovaných matematických funkcií, opisujúcich priestorové črty variability študovaného regionalizovaného javu, ako je dosah autokorelácie, jej anizotropia, zonalita, úrovne variability a iné. Označuje sa ako model regionalizácie. Rovnako semivariogram nie je štruktúrna funkcia, ale jednoducho diskretná funkcia semivariácie pre rôzne vzdialenosti, ktorá slúži na odhad výsledného modelu regionalizácie a jeho parametrov. Vzťah výpočtu experimentálneho semivariogramu uvedený autorom sa vysvetľuje pomerne rozpačito a vyjadrenia ako „nesie v sebe priestor“ alebo „konkrétna hodnota“ nevyjadrujú nič iné ako úplné nevládanie štúdia základov geoštatistiky a teórie regionalizovaných premenných a náhodných funkcií. Veta „Takto transformované pole hodnôt slúži ako vstup na krigovanie“, dokrešľuje celkový dojem z kapitoly „Interpoláčnne metódy“ a oprávnenne vzbudzuje úsmev. Aké transformované pole má autor na mysli? A o akú transformáciu vlastne ide? Odkiaľ vlastne a prečo uvedené zvraty a terminológiu autor používa? A konečne – čo sa čitateľ dozvie z uvedenej podkapitoly o krigovaní? Je na mieste dodať, že geoštatistika je samostatná vedná disciplína. Existujú renomované školy geoštatistiky, akreditujú sa špecializované študijné odbory, vytvárajú výskumné centrá, organizujú sa svetové kongresy, vydávajú sa špecializované knižné a odborné publikácie, terminologické slovníky... Geoštatistika si evidentne sama o sebe vyžaduje hlbšie štúdium, ktoré bezpochyby bude viesť



Obr. 1. Rozdielny priebeh všesmerných experimentálnych variogramov premennej obsahu MgO (%) ťažobných sektorov B (B.) a C (C.), a pozícia týchto sektorov v rámci magnezitového ložiska Jelšava (B – modrou, C – fialovou) (A.).

Fig. 1. Different shapes of omnidirectional experimental variograms of MgO content variable for the mining sectors B (B.) and C (C.), and position of the mining sectors within Jelšava magnesite deposit (B in blue and C in purple) (A.).

k záveru, že krigovanie označuje viac ako len interpolačnú metódu.

Samotná prípadová štúdia uvádzaná autorom v kapitole „Modelový príklad aplikácie interpolačných metód (IDS, kriging) v prostredí GIS na ložisko magnezitu Jelšava“ otvára priestor pre nespočetné množstvo ďalších otázok. Nezainteresovanému čitateľovi nie je zrejmé z obrázku 3, kde v rámci ložiska sa situuje B-sektor. Obrázok zahŕňa aj časť C-sektoru, ktorý sa rovnako ako B-sektor dobýva výstupkom a súčasne aj vydobyté a zlikvidované časti ložiska po ťažbe komorovým spôsobom. Prezentácia vstupných dát na obrázku 4 vôbec neobjasňuje, o akú situáciu ide – body predstavujúce analyzované vzorky by si zaslúžili farebné alebo proporčné rozlíšenie podľa výsledkov analýz študovanej premennej. Mapy (obr. 3 a 4), najmä v 3D priestore, si vyžadujú označenie severu a mierky, pretože sú prezentované v rôznych mierkach a pohľadoch. Zo samotného textu nevyplýva, prečo sa použila metóda IDS. Aká bola motivácia využitia exponentu $k = 2$? Nejasným zostáva aplikovanie univerzálneho krigovania ako druhej metódy okrem tvrdenia, že:

„Pomerne dobré výsledky sa dosiahli pri aplikácii geoštatistickej metódy univerzálneho krigingu.“

Čo to znamená „pomerne dobré“? Aké kritérium sa zvolilo pre dané hodnotenie kvality odhadu? Univerzálne krigovanie sa označuje ako rozšírený koncept odhadu intrinziekeho, ale nestacionárneho náhodného procesu, čo si vyžaduje osobitý prístup modelovania nestacionárnej zložky variogramu a odvodenia systému krigovacích rovníc. Pravdou zostáva, že všeobecne všesmerný experimentálny variogram hodnôt meraní MgO nevykazuje prítomnosť trendu na rozdiel od všesmerného experimentálneho variogramu ťažobného C-sektoru (obr. 1). Dôvodom je umiestnenie ťažobného B-sektoru v oblasti s výraznou pomíneralizačnou tektonickou porušenosťou, ktorá ho rozdeľuje na kvázistacionárne celky – bloky (Sasvári a Kondela, 2003). Iný typ distribúcie MgO sa v tejto oblasti dokladá rozdielnym priebehom experimentálneho variogramu oproti C-sektoru s podstatne jednoduchšou štruktúrnou stavbou. Rozdielny priebeh príslušných experimentálnych variogramov odráža rôzne štruktúrno-geologické podmienky dominujúce v jednotlivých sektoroch.

Autor svoje tvrdenie opodstatnenosti použitia univerzálneho krigovania opiera o výsledky procedúry cross-validation („bumerangový“ test). Pre hodnotenie výsledkov krigovania neuvádza nijaké z týchto výsledkov, či už v grafickej, alebo tabulkovej podobe. Naproti tomu konštatuje, že: „výsledkom tejto procedúry je mapa chýb vypočítaných hodnôt sledovaného javu (obr. 8)“, čo však v nijakom prípade nezodpovedá pravde! Autor totiž sám uvádza:

„V priebehu tohto testu sa porovnáva známa hodnota sledovaného javu (v našom prípade vzorka, hodnota MgO) s vypočítanou hodnotou v tomto bode.“ Skutočným výsledkom použitia cross-validation je štatistické spracovanie odchýlok medzi známymi a odhadnutými hodnotami a hodnotenie výsledkov získaných na základe použitia rôznych metód interpolácie, resp. zmenami parametrov či už modelu autokorelácie, alebo účinného okolia odhadu. To znamená, že spomínaným spôsobom môžeme získať len mapu chýb

v pozíciách vzoriek a zobraziť oblasti, kde výsledky odhadu nadhodnocujú skutočné hodnoty a naopak.

Stručný opis hodnotenia kvality interpolácie s praktickým príkladom možno nájsť v publikácii Vizi a Hlásny, 2007a (str. 126). Mapu chýb krigovania v podobe rastového výstupu, ako prezentuje Španek na obrázku 8, získavame na základe zavedenia váh odhadnutých krigovaním do systému krigovacích rovníc a substitúciou tohto systému do rozptylu odhadu. Ak by bolo možné vytvoriť takúto mapu na základe výsledkov cross-validation, otázka by potom znela, prečo sa takáto mapa neprezentovala aj pre výsledky odhadu na základe IDS? Dôvod je prostý – deterministické metódy odhadov nehodnotia chybu odhadu, pretože nie sú modelovo založené. A preto daná mapa ani nemôže byť prezentovaná.

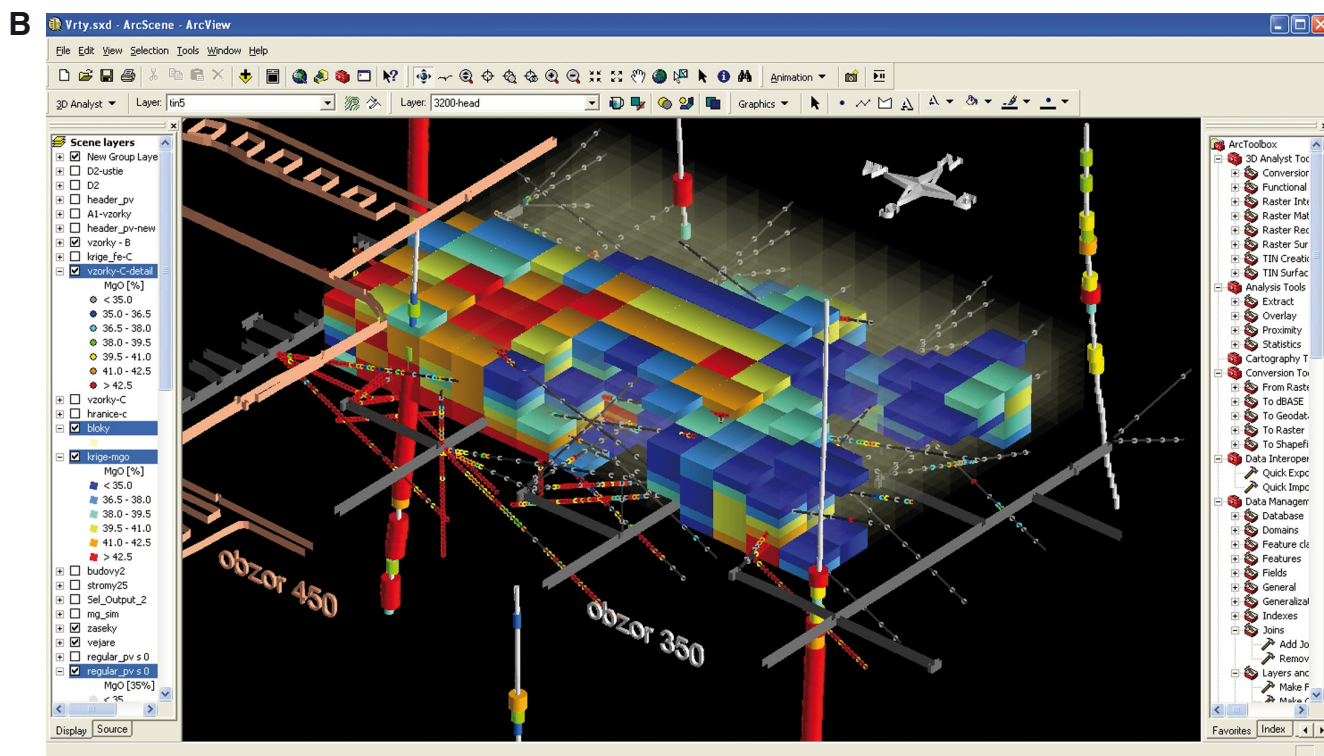
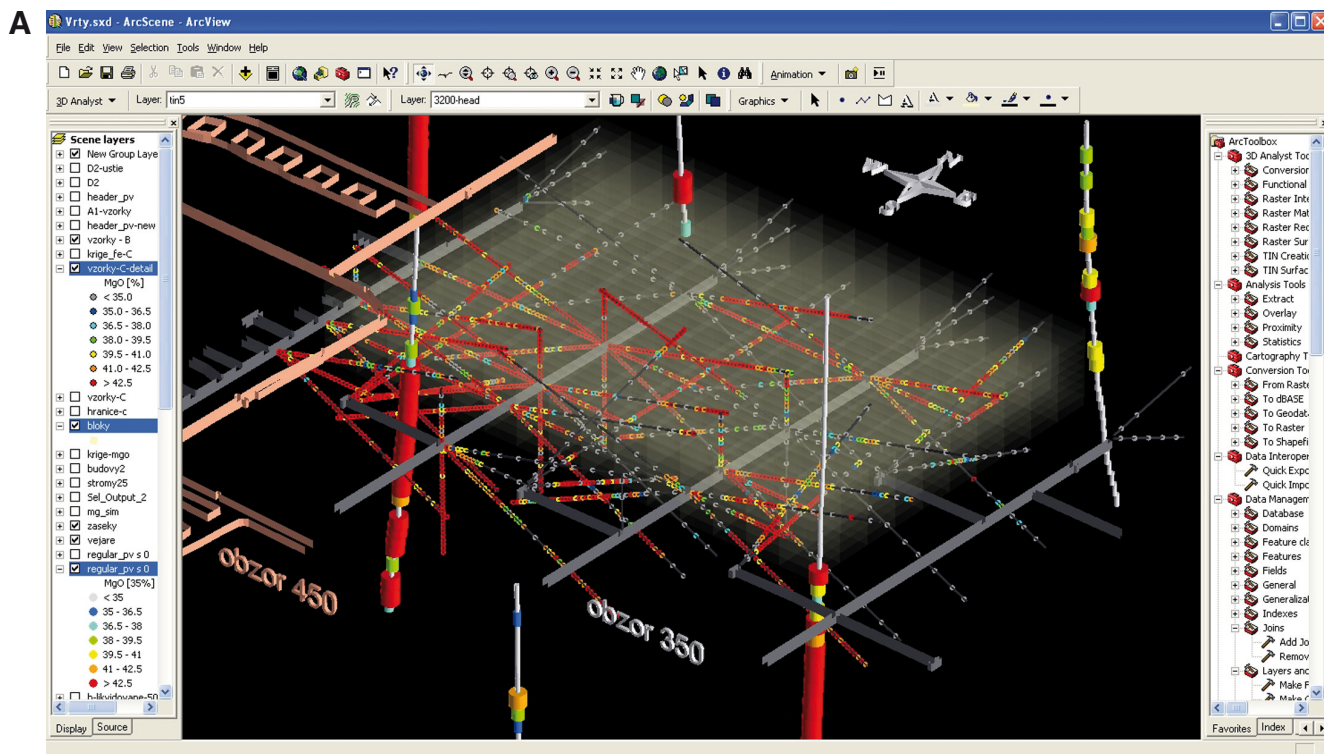
V prípade prezentácie výsledkov priestorovej distribúcie obsahu MgO sú zobrazené dve mapy: jedna vytvorená bez vplyvu tektoniky a druhá s vplyvom. Prečo neboli takéto mapy vytvorené aj v prípade krigovania? Pretože ArcGIS umožňuje zavedenie tektoniky, zlomov alebo bariér len v prípade použitia IDW, použitie ostatných metód to neumožňuje. V dôsledku toho v rámci ArcGIS autor porovnáva neporovnateľné. A to je chyba. Práve pri krigovaní má zavedenie systému zlomov oveľa väčší zmysel ako pri IDW. Odôvodňuje sa to založením krigovania na modeli variogramu, ktorý hodnotí vzťahy nielen medzi dátovými a odhadovanou pozíciou, ale aj vzájomné vzťahy medzi jednotlivými údajovými bodmi. To znamená, že zavedený systém zlomov tvorí diskontinuity študovaného priestoru nielen počas finálneho procesu odhadu, ale aj priamo v procese štruktúrnej analýzy a modelovaní variogramu, ktorý vstupuje do krigovania, čo výrazne mení dosiahnuté výsledky (Vizi, 2008a).

Okrem toho všetky prezentované výsledné „mapy“ (nech už pôsobia akokoľvek) vôbec nerešpektujú hranice dobývacieho B-sektoru a jeho narotovanie v generálnom azimute 7, 77°. Samotný B-sektor je predsa priestorový objekt so známymi súradnicami ako v horizontálnej, tak aj vertikálnej rovine. Ďalej sa B-sektor rozdeľuje na jednotlivé ťažobné lávky a ťažobné jednotky. Prezentované nerešpektujú rozblokovanie sektoru alebo aspoň ťažobnej lávky na úrovni 350 m n. m. na ťažobné jednotky. Ťažko potom pochopiť výrok:

„Z výsledkov použitia týchto metód dokážeme identifikovať bohatšie a chudobnejšie časti ložiska...“

Samozrejme z toho vyplýva zavádzajúca diskusia o tom, kde je aké kvantitatívne zastúpenie MgO na ťažobnej látke. O ťažobnú látku vyššie alebo nižšie bude mať distribúcia MgO iný charakter. Ako sa dá potom o spomínané výsledky opierať pri následnom výpočte zásob? Vo všeobecnosti pôsobia prezentované výstupy ako výsledok automatizovanej procedúry softvéru „bez ladu a skladu“, bez popisu legendy, bez uvedenia serveru, atď. Jednoducho, v praxi nepoužiteľné.

Článok nielenže neposkytuje prehľad moderných metód hodnotenia ložísk nerastných surovín, ako „sľubuje“ v úvode, ale aj opísané archaické metódy prezentuje chybné, ak vôbec môžeme o nejakej prezentácii hovoriť. Článok v skutočnosti neposkytuje metódy hodnotenia, ale vnucuje veľmi zastarané metódy interpolácie. Metódu trojuholníkov poznáme od čias Descartesa, ak nie skôr. V procese výpočtov zásob dnes



Obr. 2. Príklad blokového modelu pre odhad zásob jednotlivých ťažobných jednotiek na C-sektore, ložisko Jelšava (A.). Zobrazenie výsledkov geoštatistického modelovania priemerných hodnôt obsahu MgO (%) ťažobných jednotiek dobývacieho sektora (B.). Vizualizácia odhadnutých ťažobných jednotiek C-sektora magnetitového ložiska Jelšava.

Fig. 2. Example of a regular block model for reserve estimation of SMU (A.) within mining sector C (Jelšava magnesite deposit). Visualization of the results of the geostatistical block modelling of the average values for MgO content (%) (B.).

už nemá širšie použitie (Böhmer a Kužvart, 1993, s. 384). Ak to tak nie je, a autor je presvedčený o súčasnej aplikácii spomínanej metódy v procese výpočtu zásob, nech uvedie príklady ložísk, kde sa použila. Metóda IDW, rovnako ako trojuholníková, sa nedá použiť pre odhad priemerných hodnôt blokov, pričom je známe, že v prípade odhadov zásob ložísk úžitkových nerastov sa zameriava na vytvorenie blokového modelu na základe projektovanej dobývacej metódy alebo rozblokovania ložiska na ťažobné sektory (obr. 2). A dospel k tomu aj sám autor, pretože v závere uvádza:

„Interaktívne prepojenie ložiskovej databázy s jednotlivými aktívnymi témami umožňuje rýchlo a efektívne **vyhladať v rámci ložiskového telesa bloky** s určitými špecifickými vlastnosťami.“

Ak sú teda vyššie uvedené metódy „novými trendmi“ v hodnotení ložísk nerastných surovín, prečo autor aspoň okrajovo neuviedol nejakú retrospektívu vývoja odhadovacích metód v geológii a ťažbe, z ktorej by bolo jasné, ktoré sú už za „horizontom“, zastarané a nepoužívané a vyzdvihol nové trendy? Ďalšia otázka by smerovala k tomu, ako by autor vytvoril trojrozmerný blokový model v prostredí ArcGIS, keď ten umožňuje vytvárať modely alebo použitie interpolačných metód len v dvojrozmernom priestore. Modelovanie v geológii a baníctve sa vyznačuje svojou unikátnou príslušnosťou k trojrozmernému priestoru, a preto prostredie ArcGIS nie je prispôbené pre takúto modelovanie. Môže byť však použité pre vizualizáciu a spracovanie importov výsledkov modelovania špecializovaných geoštatistických prostredí (Vizi, 2009).

V článku autor viackrát operuje výrazom „viacvariantný výpočet zásob“ a jeho význame pri hodnotení ložísk nerastných surovín, ktorý však bližšie nedefinuje. Ak predpokladáme, že autor má na mysli odhad zásob pre rôzne bilančné (medzné, okrajové, cut-off) podmienky, potom je na mieste dať tieto veci na správnu mieru. Ako už bolo uvedené, triangulácia a IDW nie sú metódy vhodné na tvorbu blokového modelu ložiska.

Lineárne metódy krigovania sú síce vhodné na odhad priemerných hodnôt blokov, ale ich cieľom je čo najpresnejší odhad iba jednej neznámej priemernej hodnoty príslušného bloku. Lineárne metódy krigovania, rovnako ako deterministické metódy interpolácie, neumožňujú takéto „viacvariantné“ odhady z dôvodu ich tzv. vyhladzovacieho efektu. Pre variantné výpočty zásob slúžia ako podklad odhady kompletnej distribúcie pravdepodobnosti na základe nelineárnej kombinácie údajov a váh, ktoré nie sú, na rozdiel od lineárnych kombinácií, funkciami len priestorovej pozície vzoriek, ale aj ich hodnôt a tým jej experimentálnej distribúcie.

Na základe takýchto odhadov možno odvodiť tzv. krivky selektivity pre podiel tonáže, kovnatosti a priemerných hodnôt pre sériu cut-off (medzných, bilančných, okrajových) podmienok a následne vypočítať premenné, ako sú reálna tonáž a kovnatosť sledovaných vnútorných atribútov študovaného ložiska.

Problémy odhadov riešia mnohé nelineárne geoštatistické metódy, napríklad indikátorové krigovanie, rovnomerné podmieňovanie, disjunkívne krigovanie a iné. Pravdepodobne

najkompletnejší zoznam, v nijakom prípade však nie konečný, týchto nelineárnych metód sa uvádza v práci (Vann a Guibal, 2001). Samostatnú kapitolu v hodnotení ložísk nerastných surovín tvoria geoštatistické podmienené simulácie založené na krigovaní. Zameriavajú sa na vytvorenie súboru rovnako pravdepodobných realizácií možných priemerných hodnôt blokov a odvodenie kompletnej distribúcie pravdepodobnosti pre každý blok. Na základe takéhoto numerického modelu ložiska možno odvodiť premenné na výpočet zásob pre akúkoľvek cut-off hodnotu. Praktickým použitím uvedených prístupov sa vytvoril kompletný multivariačný model vyťažiteľných zásob magnezitovej suroviny medzi horizontom 220 a 320 m n. m. v ložisku Jelšava (Vizi, 2008b), ktorý sa následne implementoval do špeciálne vytvoreného geografického informačného systému MineGIS (Mišovic a Sasvári, 2005). Zohľadňuje špecifické požiadavky geologicko-meračského oddelenia spoločnosti SMZ, a. s., Jelšava. Ak by bol Španek (2009) aspoň čiastočne oboznámený s uvedeným informačným systémom a v ňom zavedenými modelmi, pravdepodobne by jeho príspevok vyzeral inak.

Vyššie spomínané metódy nelineárnych odhadov a simulácií zásob ložísk úžitkových nerastov sa dnes pomerne často používajú v praxi a trendy sa posúvajú k iným hraniciam. Rovnako pojmy ako support efekt, model Gaussovej anamorfozy, informačný efekt, rozptyl disperzie, model zmeny supportu a iné nie sú len výsadou výskumných centier, ale našli si svoje miesto aj v praxi. Výskum, vývoj a aplikácia geoštatistických metód odhadov a simulácií je dnes skôr evolučný ako revolučný, ale neustále pokračuje a sústreďuje sa na praktické problémy prieskumu a ťažby ložísk nerastných surovín. Novými trendmi je rozšírenie konceptov nelineárnych odhadov a simulácií v zmysle multivariačných analýz, priamych blokových simulácií, kontaktných analýz, analýz konektivity, aplikácie plurigaussických simulácií a iných (www1). S autorom však možno súhlasiť v tvrdení, že u nás sa tieto metódy začali využívať len nedávno – pod metódami však nemáme na mysli trianguláciu alebo IDW, ale nelineárne odhady a simulácie. Žiaľ, v globále sa s článkom súhlasiť nedá, neprináša nič nové a predkladá odbornej, ale aj širšej verejnosti neaktuálne a neúplné informácie.

Posledná poznámka bude venovaná použitej literatúre. Zoznam obsahuje dvanásť zdrojov, pričom len jeden je zahraničný (Staněk et al., 2006), jeden tvorí vyhláška a jeden zákon. Potvrďuje autorovu nulovú až spiatočnícku úroveň znalostí o tom, aké sú trendy hodnotenia ložísk u nás na Slovensku. Rovnako sa hodnotí aj jeho prehľad o danej téme vo svete. Okrem toho až tretinový objem citovaných zdrojov patrí jedinému hlavnému autorovi. Inšpirovať sa len týmito prácami je viac ako nedostatočné a vyznejú skôr ako ich cielené vnucovanie širšej verejnosti. Uvedené práce sa vôbec nevenujú novým trendom a prezentované blokové modely v článkoch sú výsledkom prác inej osoby. Rovnako nie je problém nájsť isté spojitosti, ktoré v konečnom dôsledku vedú k záverom, že spomínané citácie sú účelové a že sa onen pomyselný „vírus“ začal nešťastne šíriť z východu našej republiky.

Literatúra

- BLIŠŤAN, P., 2005: Priestorové modelovanie geologických objektov a javov v prostredí GIS systémov. *Acta Montan. Slov.*, 10, 3. (<http://actamont.tuke.sk/pdf/2005/n3/4blistan.pdf>)
- BLIŠŤAN, P. & BLIŠŤANOVÁ, M., 2009: Prehodnotenie ukazovateľov využiteľnosti ložísk uhlia na aplikáciu podzemného splyňovania (UCG) na príklade ložiska Beladice (Podunajská nížina). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 41, 3. (http://www.geology.sk/doc/min_slov/ms_2009_3/05_Blistan_Blistanova_3_09_web.pdf)
- BÖHMER, M. & KUŽVART, M., 1993: Vyhľadávanie a prieskum ložísk nerastných surovín. *Slovenské pedagogické nakladateľstvo. Bratislava. ISBN 80-08-00367-7.*
- MIŠOVIC, P. & SASVÁRI, P., 2005: Specialized GIS system MineGIS SMZ Jelšava. *Acta Montan. Slov.*, 10, 4. (<http://actamont.tuke.sk/pdf/2005/n4/5misovic.pdf>)
- SASVÁRI, T. & KONDELA, J., 2003: Alpínska hrástovo-grábenová stavba na magnezitovom ložisku Jelšava – Dúbravský masív. *GeoScience Engineering. VŠB-TU Ostrava, XLIX/1.* (<http://gse.vsb.cz/2003/XLIX-2003-1-123-128.pdf>)
- SINCLAIR, A. J. & GARSTON, B. H., 2006: Applied Mineral Inventory Estimation. *Cambridge University Press, New York. ISBN 0-521-02182-0.*
- STANĚK, F., HONĚK, J., HOŇKOVÁ, K. & JELÍNEK, J., 2006: Interactive program system for application of modern evaluation of coal deposits and their parts under complicated conditions. *Acta Montan. Slov.*, 11, 1. (<http://actamont.tuke.sk/pdf/2006/n1/9stanek.pdf>)
- SPANĚK, P., 2009: Nové trendy hodnotenia ložísk nerastných surovín: aplikácia na ložisko magnezitu Ješava – Miková. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 41, 3. (http://www.geology.sk/doc/min_slov/ms_2009_3/12_Spanek_3_09_web.pdf)
- VANN, J. & GUIBAL, D., 2001: Beyond ordinary kriging – An overview of non-linear estimation. In: *Mineral Resource and ore reserve Estimation – The AusIMM Guide to good practice. Monograph 23. Pp. 249 – 256. Eduards, A. C. (ed.). AIMM, Melbourne, Australia, 2001. ISBN: 978-1-875776-80-1.* (<http://www.gaa.org.au/pdf/bok%20keynote.pdf>)
- VIZI, L. & HLÁSNY, T., 2007a: Priestorové interpolácie. In: *Hlásny, T. (ed.): Geografické informačné systémy – Priestorové analýzy (Kapitola 9). Zephyros a Národné lesnícke centrum – Lesnícky výskumný ústav Zvolen. 2007. ISBN 978-80-8093-029-5.*
- VIZI, L. & HLÁSNY, T., 2007b: Výber účinného okolia odhadu a jeho vplyv na výsledok priestorovej interpolácie. *Acta Montan. Slov.*, 12, 3. (<http://actamont.tuke.sk/pdf/2007/n3/13vizi.pdf>)
- VIZI, L., 2008a: A case study on uniform conditioning of local recoverable reserves estimation for Jelšava magnesite deposit – level 220. *GeoScience Engineering*, 54, 1. (<http://gse.vsb.cz/2008/LIV-2008-1-41-53.pdf>)
- VIZI, L., 2008b: Vplyv zavedenia systému zlomov do geoštatistického modelovania – prípadová štúdia modelovania geometrie bazálneho lignitového sloja b1 (Beladice). *Acta Montan. Slov.*, 13, 1. (<http://actamont.tuke.sk/pdf/2008/n1/28vizi.pdf>)
- VIZI, L., 2009: Využitie geoštatistických metód špecializovaných programových prostredí pre modelovanie geologických objektov a ich vizualizácia v ArcGIS. GIS Ostrava 2009. 25. – 28. 1. 2009, VŠB-TU Ostrava. (http://gis.vsb.cz/GIS_Ostrava/GIS_Ova_2009/sbornik/index.htm)
- www1: www.geovariances.com

Inštrukcie autorom

Všeobecné inštrukcie

1. Rukopis článku a originály obrázkov musia byť zhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu *Mineralia Slovaca*. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 30 rukopisných strán vrátane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. V prípade veľkého odborného prínosu sú v ojedinelých prípadoch povolené aj články dlhšieho rozsahu. O zaradení každého príspevku na publikovanie rozhoduje redakčná rada časopisu. Tá môže odsúhlasiť publikovanie dlhších príspevkov, ale tiež má právo požadovať skrátenie príspevkov, ich vhodné úpravy, prípadne príspevok nezaraďiť na publikovanie.
3. Články sa publikujú v slovenčine, v češtine alebo v angličtine. Uprednostňuje sa angličtina. Články napísané v slovenčine alebo v češtine musia obsahovať anglický preklad názvu, abstraktu, kľúčových slov, resumé a popisov k obrázkom a tabuľkám.
4. Text článku spracovaný v editore MS Word PC zašlite redakcii v dvoch vytačených exemplároch s riadkovaním 2 a tiež na CD. Obrázky a tabuľky musia byť vytačené samostatne v rozmere nepresahujúcom formát A4 a na CD uložené v samostatných súboroch. Články je možné zaslať aj e-mailom na adresu redakcie, ale popri editovateľných súboroch musí byť manuskript uložený aj vo formáte pdf. Na zasielanie súborov väčších ako 2 MB sa odporúča použitie 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 prispôbiť súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť približne 30 riadkov, šírka riadka je asi 60 znakov.
3. Abstrakt stručne sumarizujúci hlavné výsledky článku môže mať najviac 200 slov a nemá obsahovať citácie.
4. Text má mať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, použitú metodiku práce, zistené údaje a poznatky, diskusiu, záver a zoznam literatúry.
5. V článku treba zreteľne odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Údaje z tabuliek a obrázkov v texte neopakovať, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. 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.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988), pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Krstné (rodné) mená sa ani v jednom prípade neuvádzajú.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu. Nie je vhodné, aby text v editore MS Word obsahoval vložené obrázky.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní treba dôsledne odlišovať pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré sa majú vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnkovou.
13. Označenie vyjadrených číselných hodnôt v texte, v tabuľkách, v grafoch a v ilustráciách sa udáva v sústave SI.

Ilustrácie

1. Ilustrácie musia byť vo vysokej kvalite, majú dokumentovať a vysvetľovať text. **Musia sa pripravovať s vedomím, že budú zmenšené na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm).** Tomu treba prispôbiť ich veľkosť a formu, resp. zoskupenie. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovat aj v pomere 1 : 1, ale kresby (perovky čiernym tušom) odporúčame urobiť väčšie, ako budú vytačené. 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 vytačený v časopise je 170 x 230 mm.** Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.

- Obrázky urobené na počítači musia byť vytačené laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI) a musia sa poslať spolu s textom na CD alebo e-mailom. **Pri počítačovej tvorbe obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw).** Veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) sa nesmú používať ani na obrysy, ani vo výplni. 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, musí sa v texte vysvetlivky uviesť ich veľkosť číselným vyjadrením.
3. Zoskupené obrázky, napr. fotografie a diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok.
4. Fotografie musia byť ostré, čierobiele, kontrastné a vyhotovené na leskom papieri. 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 všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázka a meno autora a na fotografiách sa šípku označí aj orientácia obrázka.
6. Na mapách a profiloch treba voľiť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
7. Názvy obrázkov s vysvetlivkami treba priložiť k textu na osobitnom liste v slovenčine a v angličtine.
8. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
9. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované. Pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
10. Farebné ilustrácie vysokej kvality možno publikovať po dohode s vydavateľstvom a ich publikovanie môže byť spolplatnené.
11. **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). **Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.**
2. Údaje sa zaraďujú do tabuľky, iba ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Vertikálne čiary sa v tabuľkách nepoužívajú.
4. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

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. Bratislava, Alfa, 155.
Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. *Miner. Slov.*, 21, 135 – 142.
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraľné ryolity. In: V. Romanov (ed.): *Stratiformné ložiská gemerika. Spec. publ. Slov. geol. spol., Košice*, 203 – 215.
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedloveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív ŠGÚŠD*, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (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, zoltan.nemeth@geology.sk

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Plašienka, D. & Mikuš, V.

Geologická stavba pieninského a šarišského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku

Geological setting of the Pieniny and Šariš sectors of the Klippen Belt between Litmanová and Drienica villages in the eastern Slovakia 155

Starek, D., Aubrecht, R., Sliva, L. & Józsa, Š.

Sedimentary analysis of the Cretaceous flysch sequences at the Zemianska Dedina locality (Nižná Unit, Pieniny Klippen Belt, northern Slovakia)

Sedimentárna analýza kriedového flyšu na lokalite Zemianska Dedina (nižnianska jednotka, bradlové pásmo, severné Slovensko) 179

Ledvák, P.

First record of *Traumatocrinus* stem in the Triassic basinal deposits of the Western Carpathians, Slovakia

Prvé zistenie stopky rodu *Traumatocrinus* v sedimentoch triasového bazénu v Západných Karpatoch 189

Bednarik, M. & Liščák, P.

Landslide susceptibility assessment in Slovakia

Hodnotenie náchylnosti územia Slovenska na zosúvanie 193

Brček, M., Vařilová, Z., Greif, V. & Vlčko, J.

Stanovenie teplotného poľa pieskovcového masívu Pravčickej brány (ČR) na základe zhodnotenia denných a ročných teplotných cyklov

Temperature field determination at the Pravčická brána sandstone rock arch (Czech Republic) from the diurnal and annual temperature waves 205

Durmeková, T., Janega, A. & Adamcová, R.

Posúdenie vplyvu degradačných laboratórnych skúšok na kamene pomocou optickej porozimetrie

Assessment of laboratory deterioration tests impact on stones by means of optical porosimetry 217

METODICKO-REŠERŠNÁ ČASŤ – METHODOLOGY AND SUMMARIES

Wagner, P., Ondrejka, P., Iglárová, L. & Fraštia, M.

Aktuálne trendy v monitorovaní svahových pohybov

Current trends in the monitoring of slope movements 229

Pivko, D.

Významné horniny používané ako opracované kamene v historických pamiatkach Slovenska

Important rocks used like finely dressed stones in historical monuments of Slovakia 241

Geovestník

SEMINÁR – SEMINARY

Chovan, M. & Bačík, P.

Vedecko-vzdelávacie centrum excelentnosti pre výskum pevnej fázy (Seminár Rtg. prášková difraktometria a IČ spektroskopia)

Scientific-educational center of excellence for research on solid phase (Seminar X-ray powder diffraction and IR spectroscopy) 249

Obsah pokračuje na strane „iv“ v úvode čísla/for continuation see p. “iv” at the beginning of the number.

www.geology.sk/mineralia