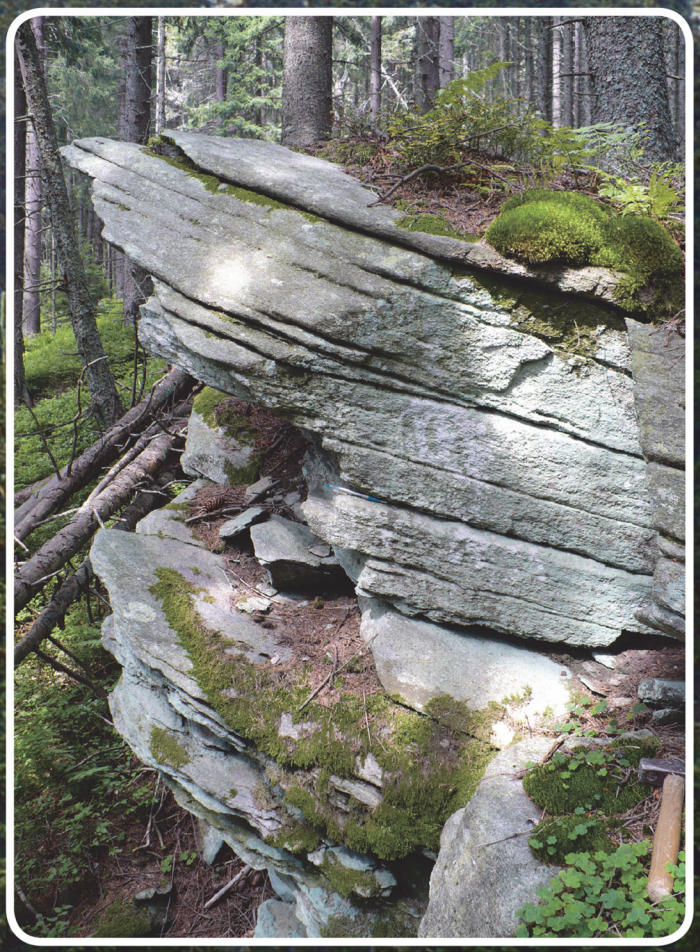
44/3/2012
ISSN 1338–3523
ISSN 0369–2086

Mineralia Slovaca



Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Mineralia Slovaca

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

Predseda vydavateľskej rady – Chairman of Editorial Board

BRANISLAV ŽEC
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Vedecký redaktor – Scientific Editor

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

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

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

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

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

LADISLAV MARTINSKÝ
ladislav.martinsky@geology.sk

Jazykoví redaktori – Lingual editors

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

Technická redaktorka – Production editor

Alena Wolfová
alena.wolfova@geology.sk

Mineralia Slovaca (Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086), EČ 3534/09, vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ a tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava.
Predplatné v roku 2012 vrátane DPH, poštovného a balného pre jednotlivcov 18,00 €, pre členov SGS a geologických asociácií 15,80 €, pre organizácie v SR 22,40 €. Cena jednotlivého čísla je 4,50 € vrátane DPH, poštovného a balného. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, 055/625 00 43; fax: 055/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail knižnica: secretary.ke@geology.sk

Mineralia Slovaca (Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086) is published quarterly by the State Geological Institute of Dionýz Štúr Bratislava, Slovak Republic. Subscription for 2012 calendar year: 34.40 € including VAT, postage and packing cost. Price of one number is 8.60 € including VAT, postage and packing cost. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to address of the Editorial office: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Library), Jesenského 8, SK-040 01 Košice, Slovak Republic. Phone: +421/55/625 00 46, +421/55/625 00 43; fax: +421/55/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, library: secretary.ke@geology.sk

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

www.geology.sk/mineralia

Obsah – Content

Mineralia Slovaca 44 (2012) • 3

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Marko, F.
Kenozoické napäťové pole a zlomová aktivita severného okraja Dunajskej panvy (Západné Karpaty, Slovensko)
Cenozoic stress field and faulting at the northern margin of the Danube Basin (Western Carpathians, Slovakia) 213

Pelech, O., Soták, J. & Hók, J.
Geological setting of the Patrovec block in the Považský Inovec Mts., Western Carpathians
Geologická stavba bloku Patrovca v Považskom Inovci, Západné Karpaty 231

Kováčik, M.
Geologická stavba a metamorfóza vulkanicko-sedimentárneho pásma na severovýchodnom úpätí Kráľovej hole
Geological setting and metamorphism of volcano-sedimentary belt on the north-eastern foothills of the Kráľova hoľa Massif (Western Carpathians, Slovakia) 241

Ozdínová, S.
Redepozície paleogénnych vápnitých nanofosílií v neogénnych sedimentoch na severnom okraji Dunajskej panvy: zdroj údajov o zdvihu a erózii substrátov
Redepositions of the Paleogene calcareous nannofossils in the Neogene sediments around the northern margin of the Danube Basin: The data source about uplift and erosion of the substrates 257

Šurka, J., Sliva, Ľ. & Soták, J.
Faciálny vývoj borovského súvrstvia v oblasti Bieleho Potoka pri Ružomberku a Komjatnej
Facial development of the Borové Formation in the area of Biely Potok at the town of Ružomberok and at Komjatná village (Western Carpathians, Slovakia) 267

Čerňanský, A., Holec, P., Sýkora, M. & Fordinál, K.
A new record of *Hippotherium* (Perissodactyla: Equidae) from the Late Miocene of the Central Paratethys region (Slovakia)
Hippotherium (Perissodactyla: Equidae) – nový nález z vrchného miocénu strednej Paratetýdy 279

Bendík, A.
Ammonite fauna of subfamily *Harpoceratinae* NEUMAYR, 1875 from Jurassic Janovky and Adnet formations in the Veľká Fatra Mts. (Central Slovakia)
Amonitová fauna *Harpoceratinae* NEUMAYR, 1875 z jurských súvrství Janovky a adnetského súvrstvia vo Veľkej Fatre 285

OBÁLKA: Rozoklané bralá hercýnskych granitoidných hornín v oblasti ukončenia kryštalinika kráľovohoľskej zóny. Pohľad z prírodnej rezervácie Martalúzka na hlavný hrebeň, cca 2 km SV od k. Kráľova hoľa (1946 m). ***Detail:*** Platňová odlučnosť granitoidov pozdĺž plôch alpínskej bridličnatosti („fylonitizácie“). Odkryv intenzívne premeneného biotitického granodioritu v hornom úseku údolia Hnilca (n. v. 1420). Deformované granitoidy predstavujú najstaršie horniny, zmieňované v práci M. Kováčika v tomto čísle. Foto: M. Kováčik.

COVER: Craggy cliffs of Hercynian granitoids at the termination of the crystalline basement of the Kráľova hoľa zone. View from the natural reserve Martalúzka on the main ridge, ca 2 km to NE of the altitude point Kráľova hoľa (1946 m). ***Detail:*** Plate disintegration of granitoids along the planes of Alpine schistosity (“phyllonitization”). Outcrop of intensively altered biotite granodiorite in the upper segment of the Hnilec valley (altitude 1420 m). Deformed granitoids represent the oldest rocks described by M. Kováčik in this issue. Photo by M. Kováčik.

Bednárik, M., Putiška, R., Matys, M., Dostál, I., Dunčko, M. & Laho, M.
Príklad integrovanej diagnostiky zosuvov: zosuv v Chmiňanoch
An example of integrated diagnostics of landslides: Case study of the landslide at the village of Chmiňany 295

Tischler, O., Kotuč, J., Tometz, L. & Chytilová, M.
Efektivita ventingu/bioventingu pri odstraňovaní prchavých ropných látok v Haniske pri Košiciach
Effectivity of venting-bioventing for removal of volatile oil substances at the village of Haniska pri Košiciach 303

Kotuč, J. & Chytilová, M.
Vplyv prevádzky košickej teplárne na horninové prostredie a podzemnú vodu
Impact of operation of the Košice heating plant on rock environment and groundwater 315

Mineralia Slovaca, 44 (2012), 213 – 230
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Kenozoické napäťové pole a zlomová aktivita severného okraja Dunajskej panvy (Západné Karpaty, Slovensko)

FRANTIŠEK MARKO

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G-1, 842 15 Bratislava

Cenozoic stress field and faulting at the northern margin of the Danube Basin (Western Carpathians, Slovakia)

Area of interest is situated at the northern periphery of ENE–WSW wrench corridor, the dominant structural phenomenon, where syntectonic Early Miocene sedimentation of wrench furrows took place in the regime of dextral transpression. Wrench furrows were broken by faults and disintegrated in the Middle Miocene and basin fill has suffered exhumation, tilting, rotation and erosion up to the recent. Eggenburgian sediments – remnants of destructed wrench furrow basin are sparsely exposed at the rim of the Bánovská kotlina depression, the nothernmost bay of the Late Miocene-Pliocene back-arc Danube basin. These occurrences were the key outcrops, analysed to reconstruct Cenozoic tectonic history. As a basic structural tool, the fault--slip related paleostress analysis was applied. Six, Miocene to Quaternary meso-scale fault related paleostress events were described. The evidences of distinctive block tilting were observed in the field. A model of map-scale faulting evolution in the context of Carpathians oroclinal loop evolution in changing paleostress field is presented as well.

Key words: faults, paleostress field, tilting, Carpathian Shear Corridor, Cenozoic, Bánovská kotlina depression

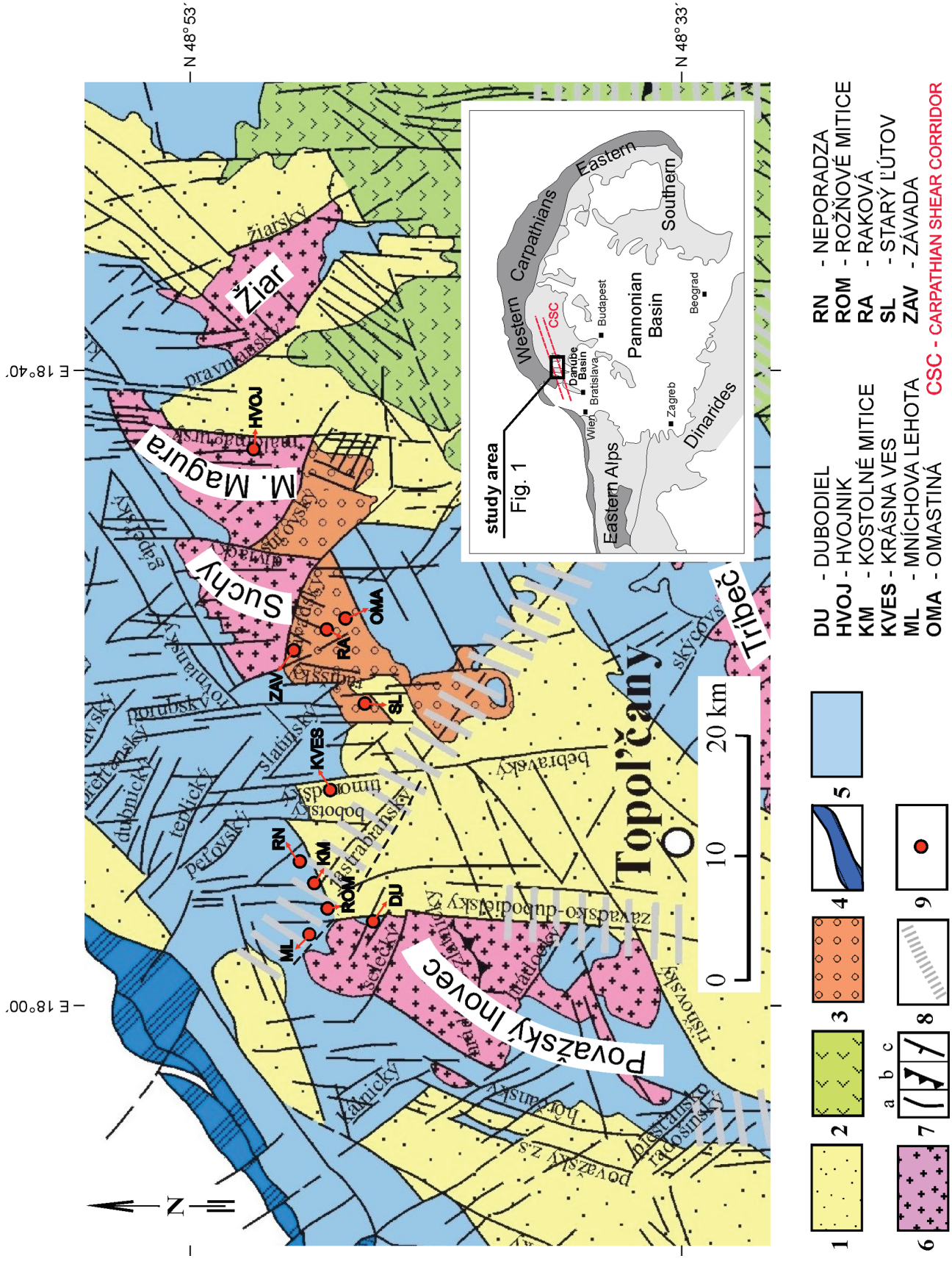
Úvod

Oblasť výskumu (obr. 1) zahŕňa najsevernejšie výbežky zaoblúkovej Dunajskej panvy, severný okraj Bánovskej kotliny, resp. južný okraj Strážovských vrchov, geograficky patrí do Bánovskej pahorkatiny (Pristaš et al., 2000). V interpretácii tektonickej evolúcie oblasti zohľadňujeme poznatky o geologickej stavbe Bánovskej kotliny (Brestenská et al., 1980; Kováč a Baráth, 1995; Šimon et al., 2002; Vass et al., 2002) a tektonike širšieho okolia (Marko et al., 1990; Fodor, 1995; Plašienka a Marko, 1993; Marko a Kováč, 1996; Marko et al., 2005; Kováč et al., 2006, 2011a, b) aj geodynamické syntetézy (Kováč et al., 1997, 1998; Vass et al., 1990; Vass, 1998; Fodor et al., 1999).

Severným okrajom jadra Strážovských vrchov a Bánovskej kotliny prebieha zlomový systém VSV – ZJZ smeru, ktorý je smerovým aj štruktúrnym ekvivalentom *myjavského zlomového systému*, resp. *lineamentu* (Janků et al., 1984; Pospíšil et al., 1986). Zlomy tohto smeru, ekvivalent *hronského lineamentu* (l. c.), vymedzujú južnejšie v Bánovskej kotline priečnu závadsko-bielickú eleváciu v podloží neogénnych sedimentov (Brestenská et al., 1980; Vass et al., 2002), ktorá oddeľuje bánovskú a rišňovskú depresiu. Tieto zlomy považujeme za okrajové zlomy miocénneho karpatského strižného koridoru – CSC (západokarpatský strižný koridor sensu Marko a Kováč, 1996), v ktorom sa tvorili depocentrá ranomiocénnej sedimentácie typu syntektonických strižných brázd. V strednom miocéne došlo k zmene štruktúrneho plánu, ranomiocénny bazén bol invertovaný, rozbitý zlomovou tektonikou, izolované zvyšky sedimentárnej výplne bazénu boli procesmi rotácií, tiltovania, exhumácie a erózie redukované (Marko in Golonka et al., 2005). Dnes nachádzame sporadické relikty sedimentov pôvodného bazénu aj na severnom okraji Bánovskej kotliny. Ich povrchový výskyt bol centrom našej pozornosti, kľúčovou lokalitou, v ktorej je zaznamenaný terciérny štruktúrny vývin dlhodobo aktívnej dynamickej zóny strižného koridoru. Na analýzu mezoskopických štruktúr boli využité aj ostatné dostupné lokality v oblasti, situované v mezozoickej jednotke hronika (Chočský príkrov s. s.).

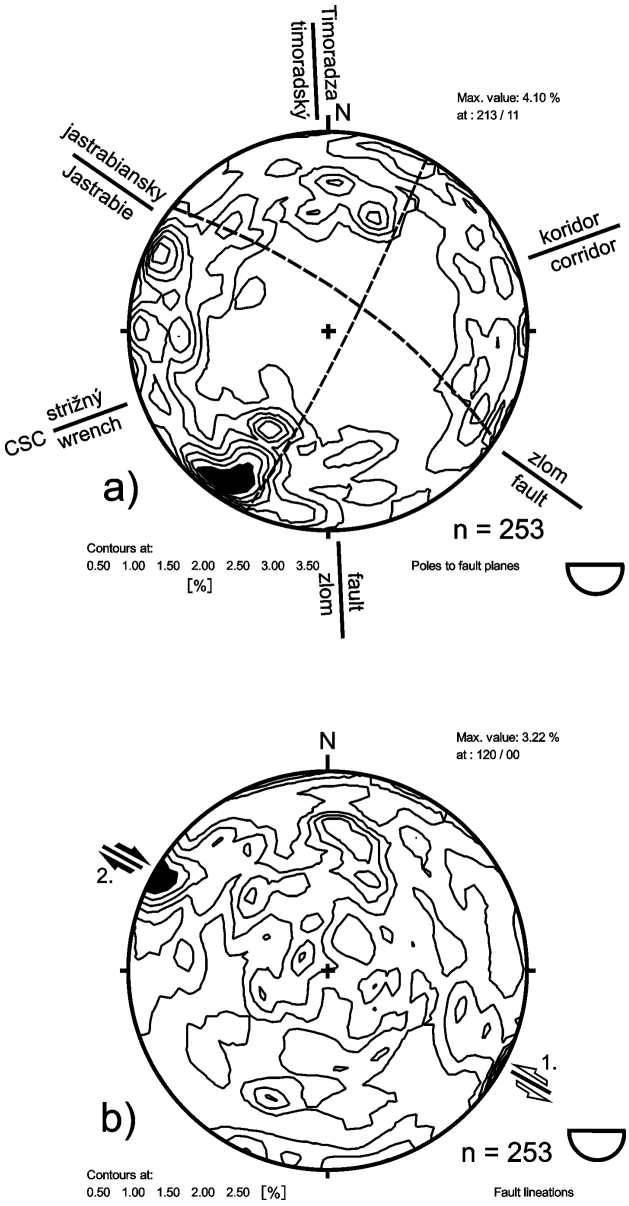
Stratégia výskumu a metodika

Veľké zlomy sú pre svoje rozmery a obmedzenú odkrytosť priamemu terénnemu pozorovaniu nedostupné. Ich kinematika a funkcia môže byť odvodená z orientácie síl, ktoré pôsobili v jednotlivých etapách tektogenézy. Na zistenie orientácie tektonických síl – napäťových polí – boli použité paleonapäťové metódy využívajúce mezoskopické štruktúry, najmä tektonické zrkadlá. Základným princípom dynamickej analýzy zlomov je veľkostná invariantnosť *(scale invariance)*, t. j. predpoklad, že drobné štruktúry sú záznamom regionálneho napäťového poľa a sú odrazom dynamiky veľkých mapových zlomov. Tento princíp bol akceptovaný aj pri riešení tektonického vývinu skúmanej oblasti.


N 48° 53´
N 48° 33´
E 18°40´
E 18°00´
Žiar
M. Magura
Sucháy
Považský Inovec
Tribeč
Topoľčany
HVOJ
ZAV
RA
OMA
SL
KVES
RN
KM
ROM
DU
ML
0
10
20 km
study area
Fig. 1
Eastern Carpathians
Southern
Western
Pannonian Basin
Eastern Alps
Dinarides
Budapest
Bratislava
Wien
Zagreb
Beograd
CSC
Danube Basin
DU - DUBODIEL
HVOJ - HVOJNÍK
KM - KOSTOLNÉ MITICE
KVES - KRÁSNA VES
ML - MNÍCHOVA LEHOTA
OMA - OMASTINÁ
RN - NEPORADZA
ROM - ROŽŇOVÉ MITICE
RA - RAKOVÁ
SL - STARÝ ĽÚTOV
ZAV - ZÁVADA
CSC - CARPATHIAN SHEAR CORRIDOR
1
2
3
4
5
6
7
a b c
8
9

◀**Obr. 1.** Náčrt geologickej stavby s názvami zlomov a lokalizácia odkryvov. 1 – neogénne sedimenty; 2 – mladoterciérne vulkanity; 3 – paleogénne sedimenty; 4 – jednotky bradlového pásma; 5 – mezozoické komplexy vcelku včítane mladopaleozoického obalu; 6 – kryštalinikum jadrových pohorí; 7 – zlomy: a – nešpecifikované, b – prešmyky, c – poklesy; 8 – hlbinné geofyzikálne rozhrania kôrových blokov; 9 – lokalizácia analyzovaných odkryvov.

Fig. 1. Sketch of geological setting with faults names and localization of analysed outcrops/exposures. 1 – Neogene sediments; 2 – Late Tertiary volcanites; 3 – Paleogene sediments; 4 – Pieniny klippen belt units; 5 – undivided Mesozoic units including Late Paleozoic cover; 6 – crystalline basement of core mountains; 7 – faults: a – nonspecified, b – reverse, c – normal; 8 – deep seated geophysically detected discontinuities dividing crustal blocks; 9 – localization of analysed outcrops.



Na výpočet smerov osí paleonapätí bola použitá *priama inverzná metóda* (Angelier, 1979, 1984, 1994), pri malom počte tektonických zrkadiel *RD metóda kompresných a tenzných sektorov* (Angelier a Mechler, 1977). Pre obidve metodiky bola využitá aplikácia Tectonics FP *1.6.4* (F. Reiter & P. Acs, Univ. Innsbruck, Austria). Z databázy zrkadiel – heterogénnej populácie mezoskopických zlomov boli vyseparované homogénne populácie reprezentujúce záznamy jednotlivých paleonapäťových etáp – tektonických udalostí. Z nich boli vypočítané parametre napätí, a to orientácia osí a tvary napäťových elipsoidov ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$). Jednotlivé lokality boli považované za samostatné štruktúrne okrsky. Parametre paleonapäťových polí boli počítané samostatne pre každú lokalitu. V najmladších horninách, stratigraficky zaradených do egenburgu, bolo možné pozorovať štruktúrne záznamy mladšieho ako ranomiocénneho napäťového poľa. Pri analýze štruktúrneho záznamu v mezozoických a paleogénnych horninách bola hlavným kritériom datovania paleonapätí ich smerová zhoda s regionálnymi napätiami známymi zo širšieho regiónu (Marko et al., 1991, 1995; Marko a Kováč, 1996; Kováč et al., 2011a; Vojtko et al., 2008; Vojtko et al., 2011). Generálny trend a charakter identifikovaných paleonapäťových etáp bol odvodený spriemerovaním hodnôt všetkých vypočítaných paleonapäťových tenzorov (zhluková analýza) v sumárnych diagramoch (obr. 4). V rekonštruovanom napäťovom poli bol následne interpretovaný kinematický charakter mapových zlomov, vyplývajúci z ich orientácie vzhľadom na štruktúrotvorné sily (obr. 9). Homogénne populácie zlomov boli pri obidvoch metódach separované manuálne. Tektonické zrkadlá boli pri výpočte paleonapätí použité len raz, v jedinej homogénnej populácii. Hlavným diskriminačným kritériom separácie homogénnych populácií zrkadiel pri inverznej metóde bola veľkosť uhla medzi vypočítaným a reálnym smerom striácií na povrchu tektonických zrkadiel. Akceptovaný bol uhol maximálne 20°. V zmysle Wallace-Bottovej teórie (Wallace, 1951; Bott, 1959), ktorá je východiskom inverznej metódy, je trajektória pohybu blokov pozdĺž zrkadla paralelná so smerom maximálneho strižného napätia indukovaného v ploche zrkadla v danom napäťovom poli. Doplnkovým

Obr. 2. Diagramy prednostnej orientácie mezoskopických tektonických zrkadiel použitých na výpočet osí paleonapäťového poľa: a – póly tektonických zrkadiel, oblúky znázorňujú orientáciu najpočetnejších zrkadiel, na periférii diagramu sú znázornené smery najdôležitejších mapových zlomov oblasti; b – prednostná orientácia ryhovaní na povrchu tektonických zrkadiel, smerneposunové sú v miernej prevahe. Superpozícia smerných posunov – 1. staršie sinistrálne, 2. mladšie dextrálne.

Fig. 2. Preferred orientation diagrams of all measured slickensides: a – poles to slickensides, arcs represent orientation of the most frequent structures, at the periphery of diagram there are sketched strikes of important map-scale faults affecting the area; b – preferred orientation of striae on the slickensides surfaces, strike-slip ones are moderately prevailing. Superposition of strike-slips – 1. older sinistral, 2. younger dextral.

kritériom bola miera spoľahlivosti určenia kinematického charakteru zrkadla. V prípade nízkej spoľahlivosti určenia kinematiky zrkadla (hlavne stupeň 3) bolo možné zrkadlo kinematicky reklasifikovať. Aplikáciou týchto zásad bol optimalizovaný počet homogénnych populácií a tým aj polí paleonapätí. Všetky tektonogramy sú zobrazením spodnej hemisféry referenčného guľového povrchu (Schmidtova sieť), numerické orientované údaje sú uvádzané v stupňoch.

Rekonštrukcia polí paleonapätí analýzou tektonických zrkadiel

Štruktúrna databáza

Skúmané lokality lemujú severný okraj Bánovskej kotliny, ktorá reprezentuje najsevernejšie výbežky Dunajskej panvy (obr. 1). Väčšina odkryvov je situovaná v triasových dolomitoch, menej vo vápencoch chočského príkrovu a v paleogénnych sedimentoch, ale ťažiskovými sú lokality v egenburských sedimentoch. Jeden odkryv je zo západného okraja Hornonitrianskej kotliny, z kryštalinika jadra Malej Magury, analyzované zrkadlá sú prevzaté od Hovojnika (2004). Na odkryvoch bolo zaregistrovaných a kinematicky interpretovaných 253 paleonapäťových záznamov (tektonických zrkadiel). Zo sumárnych diagramov prednostnej orientácie zrkadiel a striácií vyplýva prevaha subvertikálnych smerneposunových porúch ZSZ až VJV smeru a hybridných porúch SSV – JJZ smeru (obr. 2). Ako doplnkové paleonapäťové indikátory boli využité tenzné trhliny, určujúce orientáciu osi minimálneho hlavného napätia σ_3 – tenzie. Interpretácia zmyslu pohybu pozdĺž zlomov/tektonických zrkadiel bola založená hlavne na hodnotení kinematických indikátorov na ich povrchu (napr. Petit, 1987; Marko, 1993), zriedkavo aj na pozorovaniach posunov (ofsetov) markerov spôsobených zlomami. Všetky kinematicky interpretované tektonické zrkadlá pozorované v jednotlivých lokalitách, z ktorých boli počítané paleonapätia, sú znázornené na diagramoch (obr. 3). Okrem krehkých deformačných štruktúr boli v lokalitách registrované aj úložné pomery hornín – vrstvovitosť. Tieto údaje boli dôležité pre zhodnotenie prípadného uplatnenia sa tiltovania, ktoré mohlo ovplyvniť pôvodnú orientáciu meraných paleonapäťových záznamov a tým aj z nich odvodených napätí. V lokalitách s egenburskými sedimentmi, kde bolo tiltovanie preukázateľné, boli vypočítané paleonapäťové osi retiltované, t. j. zrotované do pôvodnej pozície pred tiltovaním.

Paleonapäťové etapy zaznamenané v mezoskopických zlomoch

Určenie relatívneho veku paleonapäťových etáp bolo obtiažne. V teréne sa bolo možné oprieť len o veľmi zriedkavé priame pozorovania superpozície štruktúr rôznych tektonických udalostí a horniny nesúce štruktúrne záznamy boli vekovo málo pestré (mladšie paleozoikum, trias, paleogén, egenburg). Výsledky výpočtu orientácie osí paleonapätí z každej lokality sú na obr. 3. Z postupnosti paleonapäťových etáp vyplynula postupná zmena smeru maximálneho hlavného napätia σ_1 zo smeru ZSZ – VJV cez smer SSZ – JJV, SSV – JJZ a SV – JZ do smeru VSV – ZJZ (obr. 4). Uvedená sukcesia bola akceptovaná pre všetky lokality aj vzhľadom na analógiu tohto trendu s mladoterciérnou evolúciou napäťového poľa v západnej časti Západných Karpát – v regióne ALCAPA (cf. Csontos et al., 1991; Decker a Pereson, 1998; Fodor, 1995; Fodor et al., 1990, 1999; Hók et al., 1995; Kováč et al., 1989, 1990, 1993, 2011; Kováč a Hók, 1993; Marko et al., 1991, 1995; Marko a Kováč, 1996; Nemčok et al., 1989; Nemčok et al., 2000; Vojtko et al., 2008, 2011; Pešková et al., 2009). Väčšina štruktúrnych záznamov bola zaregistrovaná v mezozoických horninách, ale podstatnými pre odhad absolútneho veku tektonických etáp boli údaje z lokalít v terciérnych, najmä egenburských sedimentoch. V terciérnych horninách boli zaznamenané všetky paleonapäťové etapy, z ktorých sedimenty egenburgu (lok. Rožňové Mitice, Krásna Ves) nesú záznamy piatich etáp, čo oprávňuje pokladať ich za prejavy mladoterciérnej, prípadne aj mladšej tektonickej aktivity.

Vypočítané napätia z jednotlivých lokalít boli roztriedené do skupín s podobnými smermi hlavných osí napätí. Tieto skupiny – sumárne diagramy reprezentujú samostatné tektonické udalosti charakterizované smerom napäťových osí, tvarom napäťového elipsoidu a štýlom deformácie (obr. 4). Analýzou mezoskopických zlomov bolo identifikovaných 5 smerovo odlišných paleonapäťových udalostí:

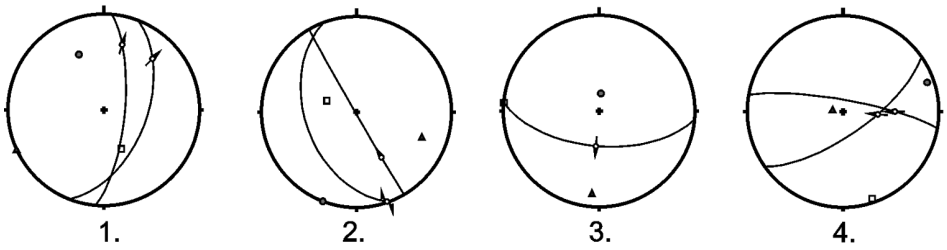
ZSZ – VJV kompresia (σ_1 280/12°, R = 0,1)

Najstaršiu krehkú deformačnú udalosť zaznamenanú smernými posunmi a prešmykmi spôsobila subhorizontálna kompresia ZSZ – VJV smeru (obr. 4, diagr. 1). Nemá výrazný štruktúrny záznam, bola zaregistrovaná len v niektorých lokalitách, ale aj v sedimentoch egenburgu (lok. Rožňové Mitice a Krásna Ves). Kinematický režim zlomov je smerneposunový a prešmykový. Štruktúrny záznam tejto etapy považujeme za produkt ranomiocénnej (egenburg/otnang) doznievajúcej dextrálnej transpresie v strižnom

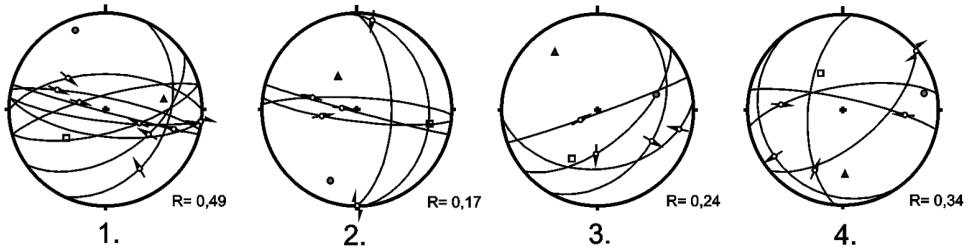
Obr. 3a, b, c. Diagramy vyseparovaných homogénnych populácií zrkadiel a orientácie osí napätí z jednotlivých lokalít. Paleonapäťové udalosti sú zoradené v časovej postupnosti. 1 – hlavné osi napätí: a – σ_1, b – σ_2, c – σ_3; 2 – kód lokality (pozri obr. 1); 3 – terciérne horniny: a – egenburg, b – paleogén; 4 – mezozoické horniny – trias: a – dolomity, b – vápence; 5 – paleozoické horniny – karbón; 6 – poradie tektonických udalostí – paleonapäťových etáp – od najstaršej po najmladšiu; 7 – smerný posun; 8 – šikmý posun (ľavý pokles); 9 – a – pokles, b – prešmyk; 10 – šikmý posun (pravý prešmyk). ▶

Fig. 3a, b, c. Homogeneous populations of slickensides sorted from single localities and orientation of calculated stress axes plots. Single stress events are listed in successive order. 1 – principal stress axes: a – σ_1, b – σ_2, c – σ_3; 2 – code of locality (see Fig. 1); 3 – Tertiary rocks: a – Eggenburgian, b – Paleogene; 4 – Mesozoic rocks – Triassic: a – dolomites, b – limestones; 5 – Paleozoic rocks – Carboniferous; 6 – succession of single tectonic/paleostress events from the oldest towards the youngest; 7 – strike-slip fault; 8 – oblique strike-slip fault (sinistral normal f.); 9 – a – normal fault, b – reverse fault; 10 – oblique strike-slip fault (dextral reverse f.).

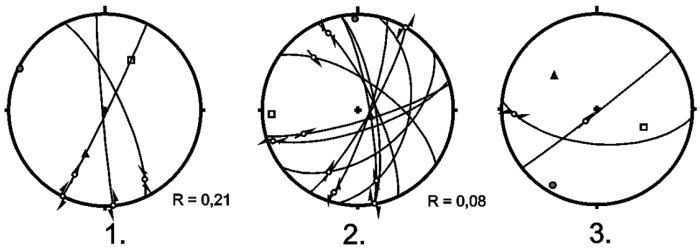
KVES-D



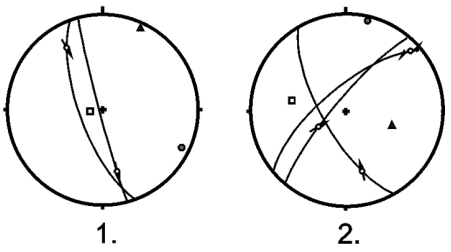
ML1-D



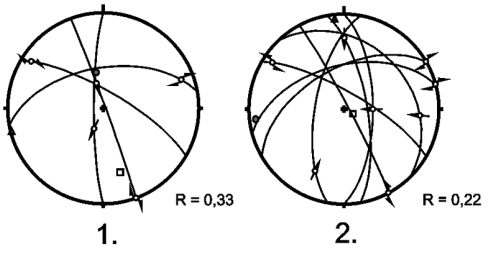
ML2-V



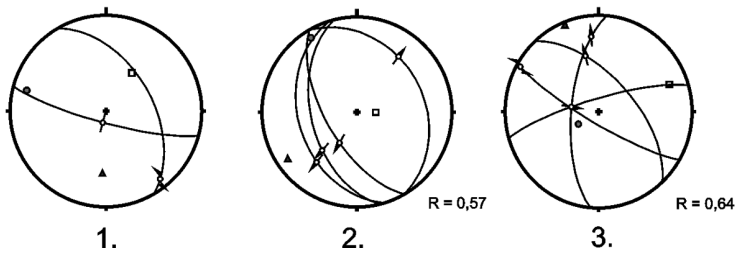
KM-D

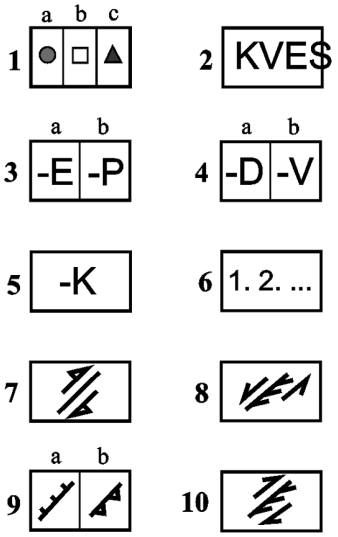


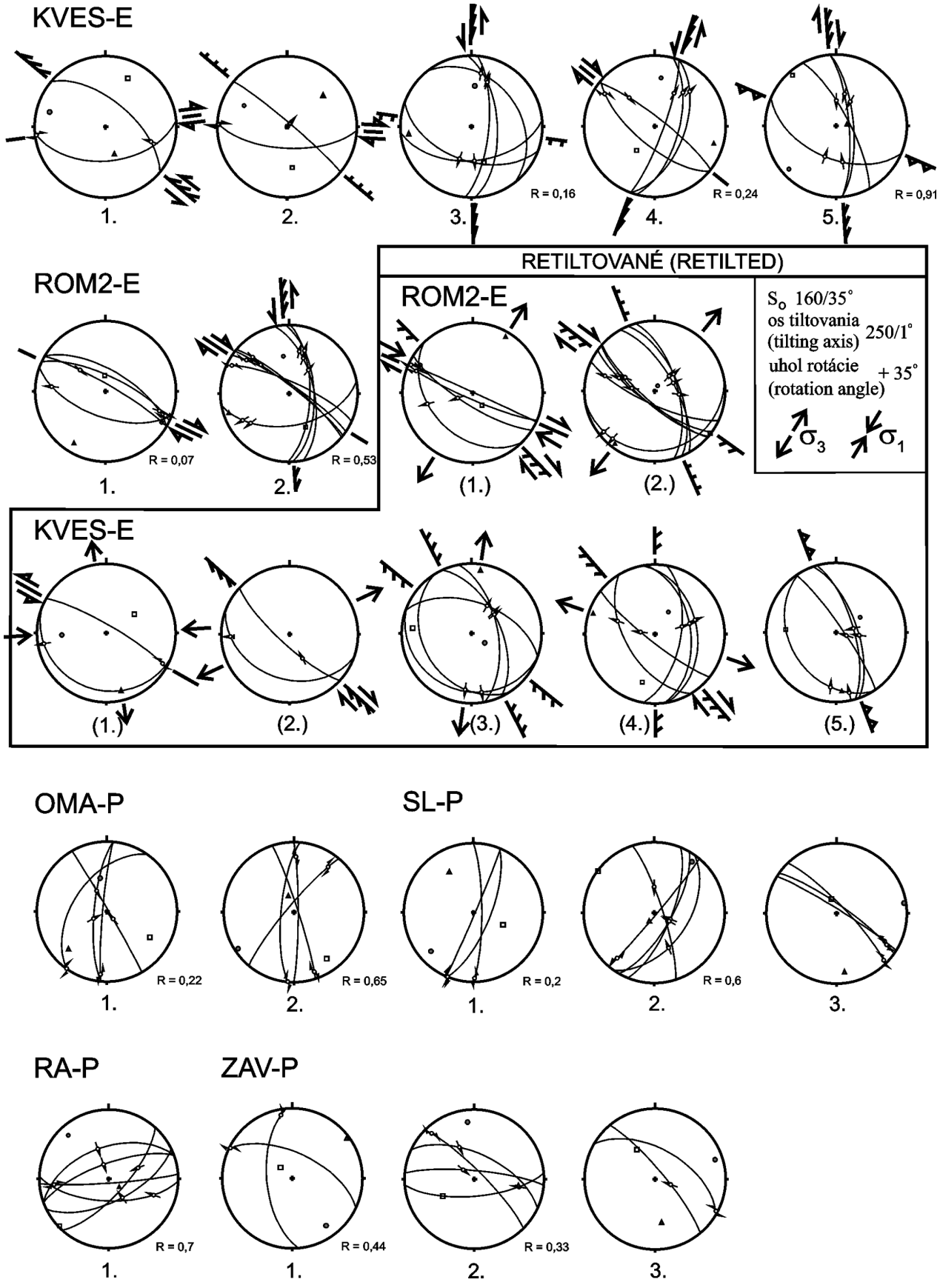
DU-D



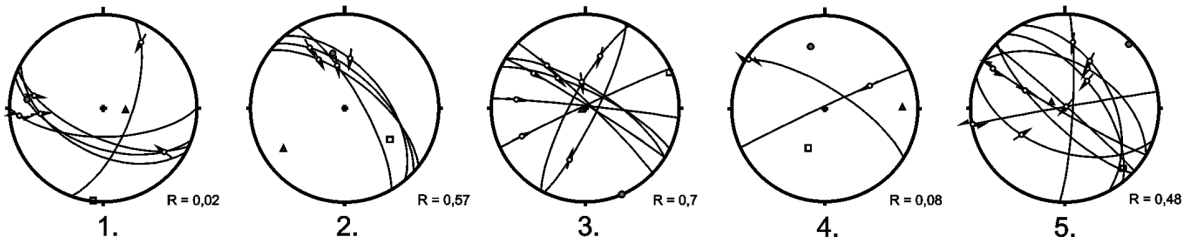
HVOJ-K



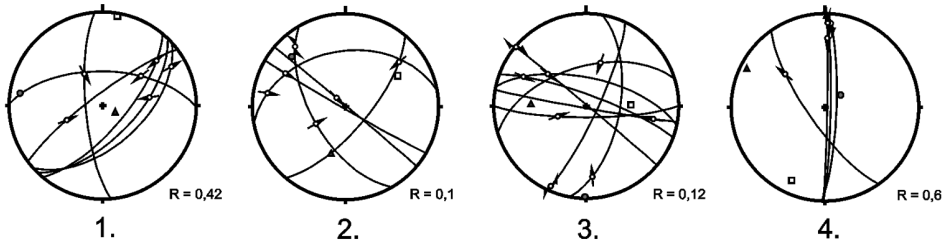



KVES-E
R = 0,16
R = 0,24
R = 0,91
1.
2.
3.
4.
5.
RETILTOVANÉ (RETILTED)
ROM2-E
R = 0,07
R = 0,53
1.
2.
ROM2-E
(1.)
(2.)
So 160/35°
os tiltovania (tilting axis) 250/1°
uhol rotácie (rotation angle) + 35°
σ3
σ1
KVES-E
(1.)
(2.)
(3.)
(4.)
(5.)
OMA-P
R = 0,22
R = 0,65
1.
2.
SL-P
R = 0,2
R = 0,6
1.
2.
3.
RA-P
R = 0,7
1.
ZAV-P
R = 0,44
1.
R = 0,33
2.
3.

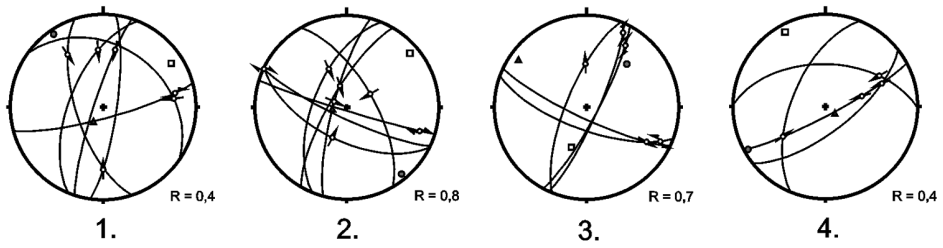
ROM1-D



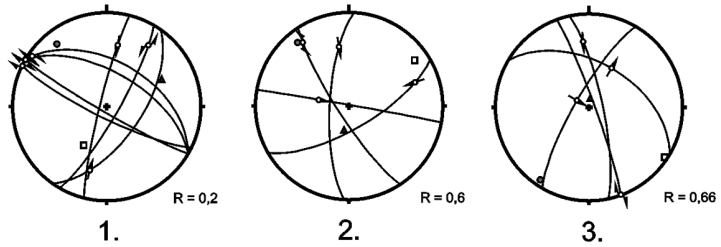
ROM2-D



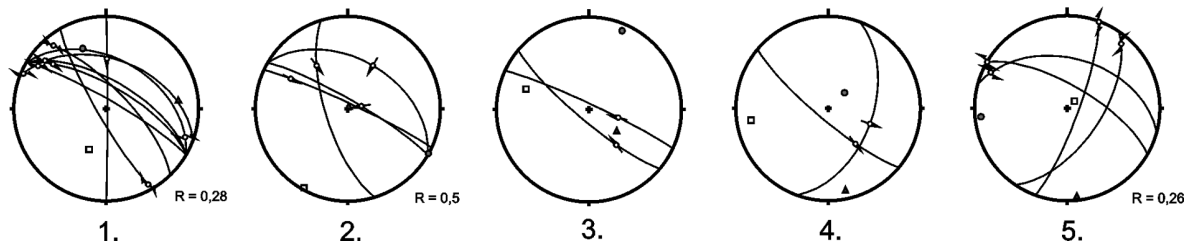
ROM3-D



ROM4-D



ROM6-D

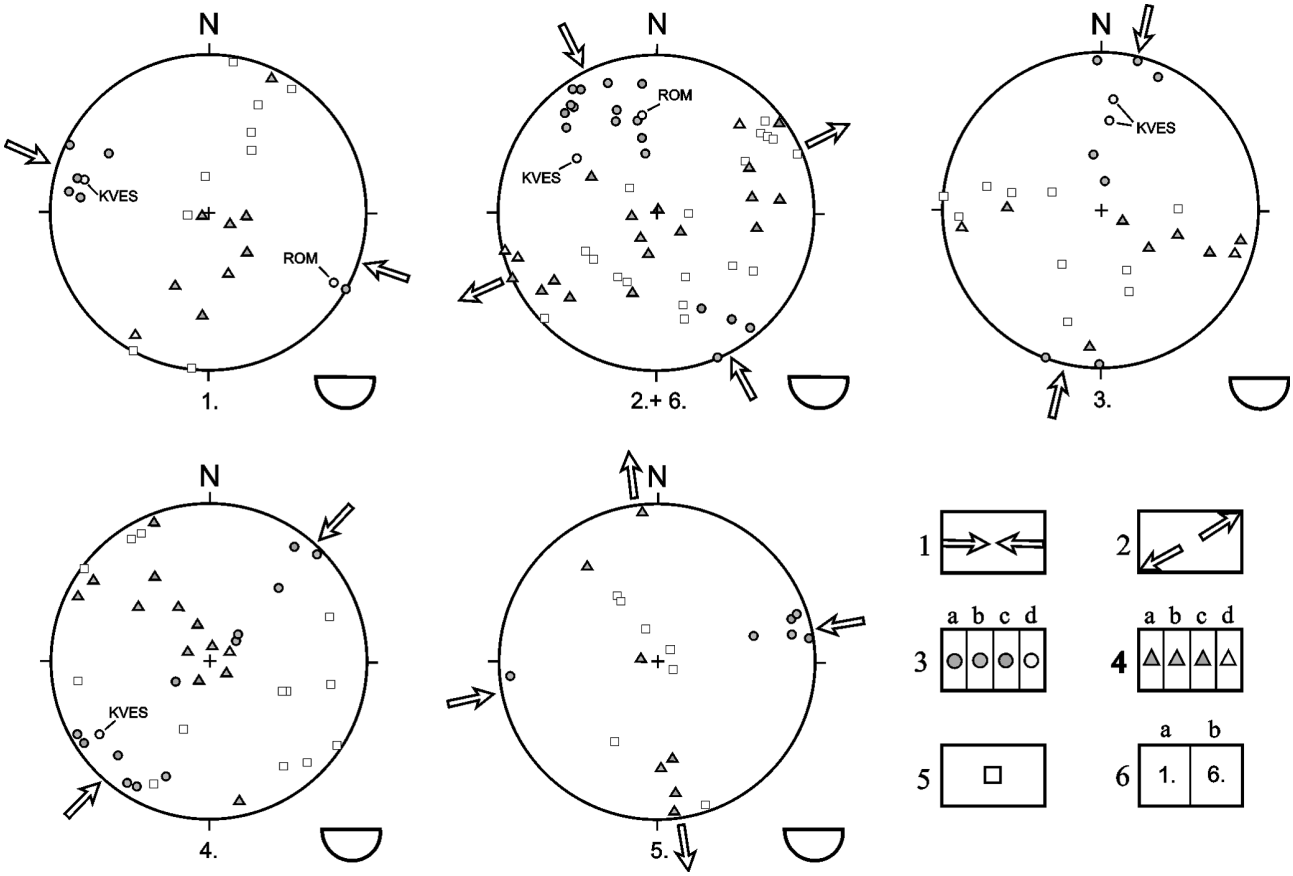


koridore. Priemerná hodnota koeficientu tvaru napäťových elipsoidov (R) zaradených do tejto etapy je blízka 0,1, čo vysvetľuje substitúciu osí σ_2 a σ_3 podobných magnitúd.

SSZ – JJV (SZ – JV) kompresia, VSV – ZJZ tenzia (σ_1 340/25°, σ_3 233/10°, R = 0,5)

Subhorizontálna, resp. mierne k SZ sa ponárajúca kompresia je najvýraznejšou tektonickou udalosťou, má najfrekventovanejší štruktúrny záznam (obr. 4, diagr. 2). Priemerná hodnota koeficientu tvaru napäťových elipsoidov (R) zaradených do tejto etapy je cca 0,5. Trojosý napäťový stav s kontrastnými magnitúdami σ_1, σ_2 a σ_3 bol priaznivý nielen pre reaktivizáciu zdedených, ale aj pre vznik nových zlomov. Kinematický režim zlomov je dominantne smerneposunový. Záznam tejto etapy je aj v sedimentoch egenburgu (lok. Rožňové Mitice a Krásna Ves), kde ho môžeme interpretovať ako VSV – ZJZ extenziu realizovanú šikmými S – J sinistrálnymi a SZ – JV dextrálnymi šikmými posunmi, resp. poklesmi (obr. 5, 7). Lokalita Rožňové Mitice sa nachádza v zóne priebehu jastrabianskeho zlomu, čomu zodpovedá aj štruktúrny záznam bohatý na drvené zóny, duktilne-krehké strižné zóny. Významná dislokačná štruktúra cca SZ – JV smeru prebieha sústavou lomov v Rožňových Miticiach (obr. 5, S_z). Tento zlom mapových dimenzií (zóna zlomových tektonitov – šošovky karbonátov v ílovitom matrixe, dosahuje metrové hrúbky) interpretujeme ako súčasť deformačnej zóny jastrabianskeho hlbinného zlomu aktivizovaného v dextrálnom smerneposunovom režime. Sprostredkováva tektonický styk egenburských sedimentov s podložnými karbonátmi hronika. Od tejto strižnej zóny vybieha cca V – Z zlom nižšieho rádu, tiež lemujúci egenburské sedimenty vzhľadom na dolomity (obr. 5, 6).

Z kontextu terciérnej evolúcie širšej oblasti západnej časti Západných Karpát vyplýva, že jednou z najmladších, kvartérnou až recentnou tektonickou udalosťou bola SSZ – JJV orientovaná kompresia (c. f. Hók et al., 2000; Vojtko et al., 2008; Králiková et al., 2010; Kováč et al., 2011a). Domnievame sa, že frekventovanosť



Obr. 4. Zatriedenie paleonapäťových udalostí vypočítaných z homogénnych populácií zrkadiel (obr. 8) do piatich smerovo odlišných skupín. 1 – generálny trend kompresie; 2 – generálny trend tenzie; 3 – os σ_1: a – v granitoidoch kryštalinika, b – v mezozoických horninách, c – v paleogénnych horninách, d – v egenburských horninách; 4 – os σ_3: a – v granitoidoch kryštalinika, b – v mezozoických horninách, c – v paleogénnych horninách, d – v egenburských horninách; 5 – os σ_2; 6 – označenie poradia tektonických udalostí: a – najstaršia, b – najmladšia.

Fig. 4. Paleostress events (stress axes plots) calculated from homogeneous populations of slickensides sorted to five, directionaly independent groups. 1 – general trend of compression; 2 – general trend of tension; 3 – plot of σ_1 axis: a – in granitoids of crystalline basement, b – in Mesozoic rocks, c – in Paleogene rocks, d – in Eggenburgian rocks; 4 – plot of σ_3 axis: a – in granitoids of crystalline basement, b – in Mesozoic rocks, c – in Paleogene rocks, d – in Eggenburgian rocks; 5 – plot of σ_2 axis; 6 – order of tectonic events: a – first-oldest, b – last.

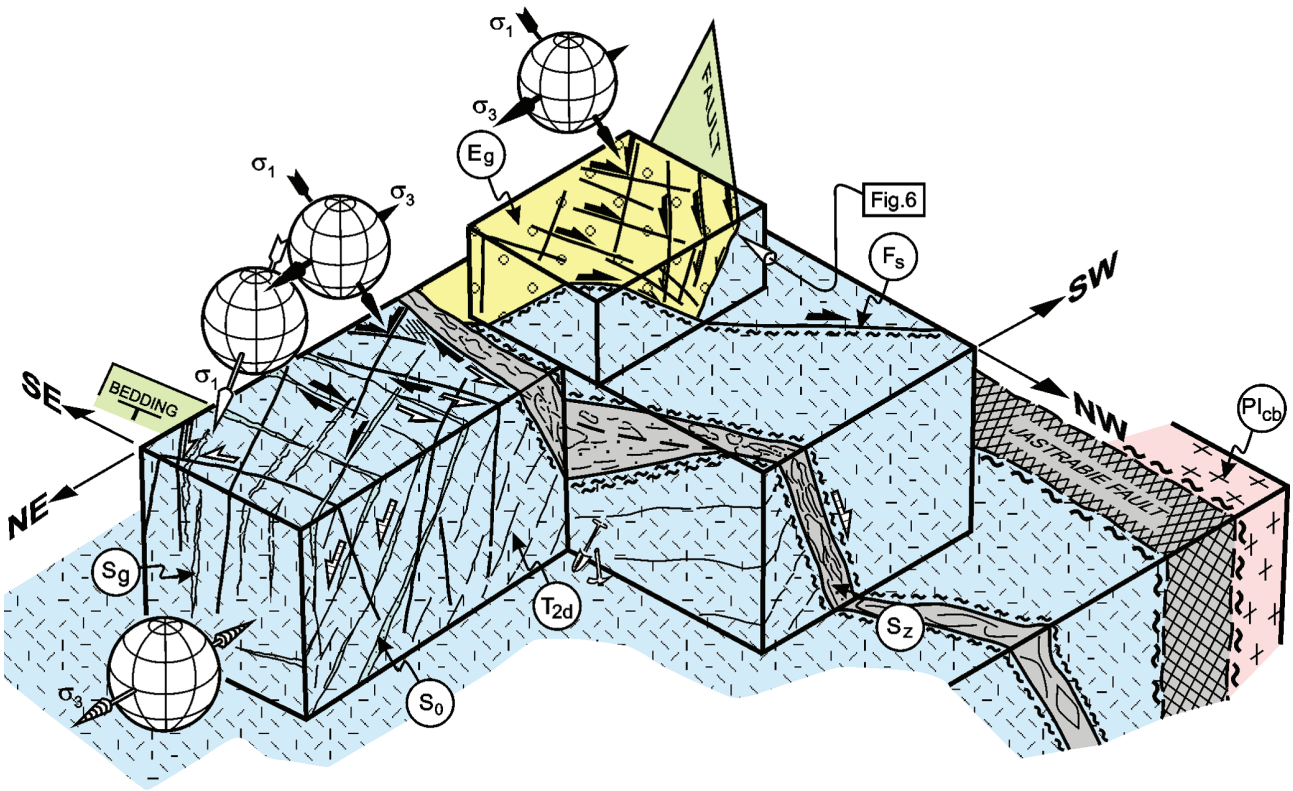
záznamov SSZ – JJV kompresie, resp. VSV – ZJZ tenzie, v lokalitách je výsledkom naloženia dvoch rôznovekých etáp s osami rovnakého smeru. A to staršej, otnangskej/spodnokarpatskej zrotovanej (CCW) z pôvodného cca S – J smeru do smeru SSZ – JJV a mladšej, už nerotovanej pliocénnej až kvartérnej kompresie SSZ – JJV smeru, ktorá prešla do pleistocén-holocénnej extenzie VSV – ZJZ smeru, opísanej v oblasti Hornej Nitry (Vojtko et al., 2011).

SSV – JJZ kompresia (σ_1 11/10°, R = 0,1)

Mierne k severu sa ponárajúca kompresia SSV – JJZ smeru nemá frekventovaný štruktúrny záznam, ale bola zaregistrovaná v egenburských (lok. Krásna Ves) aj paleogénnych sedimentoch (obr. 4, diagr. 3). Priemerná hodnota koeficientu tvaru napäťových elipsoidov (R) zaradených do tejto etapy je cca 0,2, čo sa odráža v substitúcii osí σ_1 a σ_3 s podobnými magnitúdami. Výsledkom je kombinácia smerneposunového a prešmykového kinematického režimu zlomov. Produktom tejto etapy tektogenézy sú aj subvertikálne, kalcitom mineralizované tenzné trhliny SSV – JJZ smeru, často otvorené s drúzovými dutinami, pozorované v egenburských sedimentoch v lokalite Rožňové Mitice a v podložných dolomitoch. Otvorené štruktúry sú najdôležitejšími drenážnymi cestami pre migráciu podzemných vôd a emanáciu plynov. Dominantnú úlohu pri ich tvorbe a otváraní zohrala ZSZ – VJV tenzia, ktorou sa relaxovala subhorizontálna kompresia SSV – JJZ smeru. Etapu zaraďujeme do vrchného karpatu. V etape SSV – JJZ kompresie mohli byť pozdĺž regionálnych S – J zlomov generované dextrálne smerné posuny, ktoré sú dobre viditeľné z ofsetov severného okraja terciérnej výplne Bánovskej kotliny aj z rozsegmentovania jadra Strážovských vrchov (Maheľ, 1961). V etape nasledujúcej SV – JZ kompresie sa dextrálne ofsety pozdĺž S – J zlomov zvýraznili.

SV – JZ kompresia, SZ – JV tenzia (σ_1 40/1–20°, σ_3 325/20°, R = 0,5)

Subhorizontálna kompresia SV – JZ smeru relaxovaná tenziou SZ – JV smeru je zaznamenaná populáciou smerných posunov a prešmykov (obr. 4, diagr. 4). Táto udalosť je zachytená v egenburských (lok. Krásna Ves) aj paleogénnych sedimentoch. Priemerná hodnota koeficientu tvaru napäťových elipsoidov (R) zaradených do tejto etapy je cca 0,5. Na základe analógie s poznatkami z iných oblastí regiónu predpokladáme, že ide o bádenské



Obr. 5. Štruktúrna syntéza – 3D model tektonickej stavby v lome Rožňové Mitice (lok. ROM) s kinematicky interpretovanými zlomami a orientáciou z nich odvodených tektonických napätí. Bez mierky. E_g – egenburské zlepence (výplň smerneposunového bazénu); T_{2d} – strednotriasové dolomity (hronikum); PI_{cb} – paleozoický kryštalinický fundament s obalovými jednotkami Považského Inovca (tatrikum); S_0 – vrstvovitosť; S_g – tenzné trhliny; F_s – zlom, mylonitizovaná porucha; S_z – duktilná/krehká strižná zóna, súčasť jastrabskej zlomovej zóny; σ_1 – maximálna hlavná os napätia (kompresia); σ_3 – minimálna hlavná os napätia (resp. tenzia).

Fig. 5. Structural synthesis – 3D model of tectonic architecture from the Rožňové Mitice quarry (loc. ROM) with kinematicaly interpreted faults and orientation of related tectonic stresses. Not to scale scheme. E_g – Eggenburgian conglomerates (wrench furrow basin fill); T_{2d} – Middle Triassic dolomites (Hronic unit); PI_{cb} – Paleozoic basement – core and cover units of the Považský Inovec Mts. (Tatric unit); S_0 – bedding surfaces; S_g – tension gashes; F_s – fault, mylonitized discontinuity; S_z – ductile/brittle shear zone, part of Jastrabie (jastrabiansky) fault zone; σ_1 – maximum principal stress axis (compression); σ_3 – minimum principal stress axis (tension resp.).

napäťové pole. Okrem vzniku extenzných zlomov boli aktivizované S – J zlomy v dextrálnom smerneposunovom režime. V záverečných fázach tohto obdobia tektogenézy vznikla časť SV – JZ polymetalických žilných štruktúr v neovulkanitoch Kremnicko-štiavnického pohoria, neskôr rejuvenizovaných pri panón-pontskej extenzii VJV – ZSZ smeru.

VSV – ZJZ kompresia (σ_1 77/5°, σ_3 167/18°, R = 0,3)

V lokalitách menej frekventovaná subhorizontálna kompresia VSV – ZJZ smeru (obr. 4, diagr. 5) a doplnková tenzia SSZ – JJV smeru je zaznamenaná populáciou smerných a šikmých posunov. Priemerná hodnota koeficientu tvaru napäťových elipsoidov (R) zaradených do tejto etapy je cca 0,3. Štruktúrny záznam tejto etapy je aj v paleogénnych sedimentoch, nebola ale zaznamenaná v sedimentoch egenburgu. Napriek tomu na základe analógie s inými oblasťami regiónu ALCAPA (pozri časť Diskusia) považujeme etapu za mladú. Etapa VSV – ZJZ kompresie geodynamicky zapadá do obdobia sarmatskospodnopanónskej tektogenézy, úniku západokarpatských jednotiek (Ratschbacher et al., 1991) k východu.

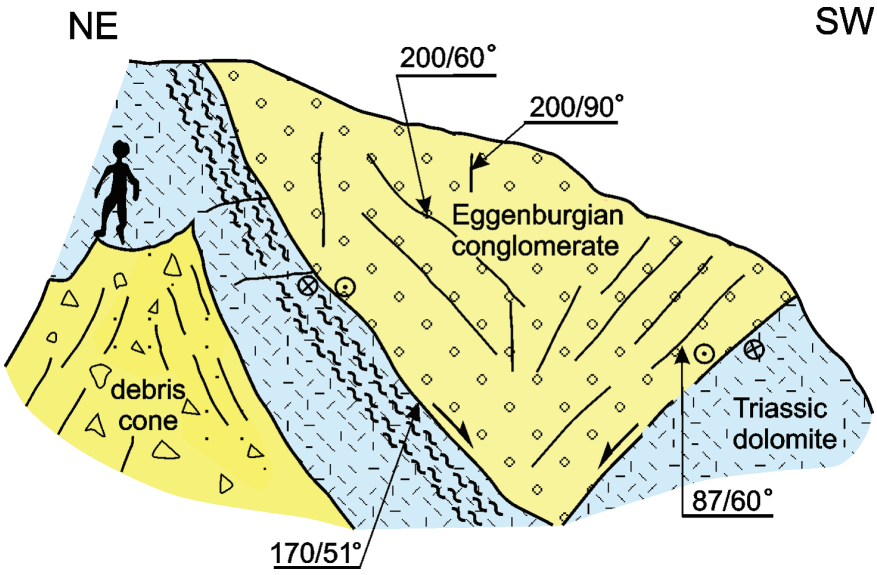
Tiltovanie a rotácie blokov

Paleonapäťové rekonštrukcie komplikuje tiltovanie a rotovanie blokov, ktoré spôsobujú zmenu pôvodnej orientácie štruktúrneho záznamu. Aj v skúmanej oblasti sú dôkazy tiltovania blokov. Týka sa to najmä sedimentov egenburgu v obidvoch lokalitách (KVES, ROM), pričom ich vrstvy dnes už nie sú v pôvodnej horizontálnej pozícii. Otázkou je, či štruktúrny záznam, ktorý nesú, vznikol pred tiltingom alebo po ňom. Argument pre tiltovanie blokov po vzniku deformačného záznamu je aj v lokalitách, kde boli vypočítané smery osí hlavných napätí výrazne sklonené od horizontálneho a vertikálneho smeru. Predpokladá sa, že jedna z osí napäťového poľa je pôvodne subvertikálna (tlak horninového stĺpca) a dve sú orientované subhorizontálne. Ak štruktúrny záznam vznikol pred tiltovaním vrstiev (doložený v Rožňových Miticiach a Krásnej Vsi), bola vypočítaná orientácia hlavných osí paleonapätí aj pre túto eventualitu (obr. 3b – v rámiku).

V lokalite Krásna Ves, kde je exhumované defilé styku egenburských klastík s podložnými dolomitmi hronika (obr. 8, tab. 1c), bolo tiltovanie egenburských vrstiev zdanlivo spôsobené listrickými sinistrálnymi poklesmi SSV – JJV smeru (obr. 7). Retiltovaním vrstiev okolo smernice týchto zlomov sa však pôvodná pozícia vrstiev do horizontálnej pozície reštaurovať nedá. Preto ako os rotácie poslúžil smer vrstiev, ako uhol rotácie sklon vrstiev egenburských sedimentov. Pre obidve egenburské lokality bola na rotáciu použitá priemerná vrstvovitosť ($S_0$160/35°) merateľná v Krásnej Vsi (lok. KVES).

V lokalite Rožňové Mitice (lok. ROM, lom v prevádzke) je ťažobnou činnosťou exhumované už len torzo egenburských (R. Marschalko, ústna inf.) klastík (obr. 5, 6). Konglomerát z Rožňových Mitíc je masívny, vrstvovitosť sa nedá vizuálne rozlíšiť. Je tu odkrytý tektonický – zlomový styk monomiktných karbonatických zlepencov (tab. 1a, b) s podložnými dolomitmi hronika. Zlomové rozhranie S – J smeru skláňajúce sa na východ je analogické so šikmými poklesmi v Krásnej Vsi. Druhé rozhranie je tiež pomerne ostré, ale nerovnejšie, VSV – ZJZ smeru so sklonom na juh, reprezentuje tektonizovaný transgresívny kontakt bazálnych sedimentov egenburgu s mezozoickým podložím (obr. 6).

Retiltovaním vrstiev egenburských klastík do horizontálnej pozície s ich štruktúrnym záznamom došlo k reorientácii osí paleonapätí, ktoré po rotácii majú minimálne jednu z osí v ideálnej horizontálnej pozícii. V obidvoch lokalitách sa dominujúce sinistrálne šikmé posuny rotáciou reorientovali na poklesy cca SSZ – JJV smeru generované extenziou VSV – ZJZ smeru (obr. 3b – v rámiku), ktorá sa predpokladá aj pri otváraní svinianskeho depocentra spodnomiocénnej sedimentácie (obr. 9). Je pravdepodobné, že SSZ – JJV poklesy skláňajúce



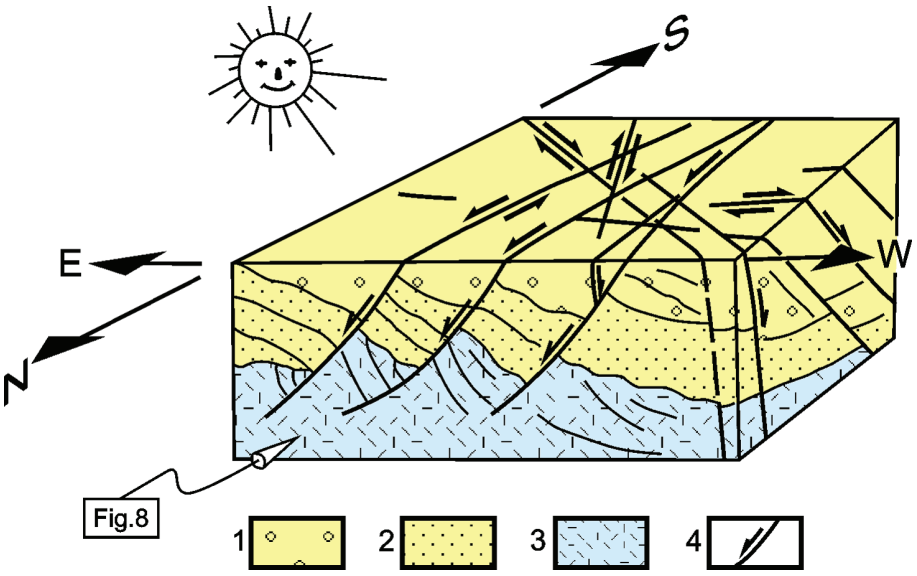
Obr. 6. Egenburské zlepence – relikt výplne ranomiocénneho smerne-posunového bazénu, tektonicky včlenený do mezozoického podložia v lome Rožňové Mitice (E 18° 06` 24,2``, N 48° 48` 39,4``, lok. ROM). Ostrý kontakt na ľavej strane odkryvu je pravdepodobne tektonizovaným povrchom transgresie. Vrstvovitosť nie je evidentná, sú tu dve populácie foliácií – párových puklín a vertikálne tenzné pukliny.

Fig. 6. Eggenburgian conglomerates – a relict of destroyed Early Miocene wrench furrow fill, tectonicaly incorporated into the Mesozoic basement at the Rožňové Mitice quarry (E 18° 06` 24,2``, N 48° 48` 39,4``, loc. ROM). Sharp contact at the left side of the outcrop is probably tectonized – sheared surface of transgression. Bedding is not clear, but conjugate sets of foliations – joints and vertical tension gashes occur here.

sa k východu sú suitou antitetických poklesov, geneticky spätých s mapovými, regionálne významnými timoradsko-bebravským a bobotským poklesovým S – J zlomom, skláňajúcimi sa na západ. Akomodačnými antitetickými poklesmi sa v nadložnej kryhe relaxovalo roztiahnutie spôsobené až 500 m poklesom (Brestenská et al., 1980) pozdĺž timoradského zlomu. K tiltovaniu došlo po tektonickej udalosti 4 a pred udalosťou 5 v lokalite Krásna Ves (Fig. 3b, KVES-E), resp. po udalosti 2 v lokalite Rožňové Mitice (Fig. 3b, ROM2-E).

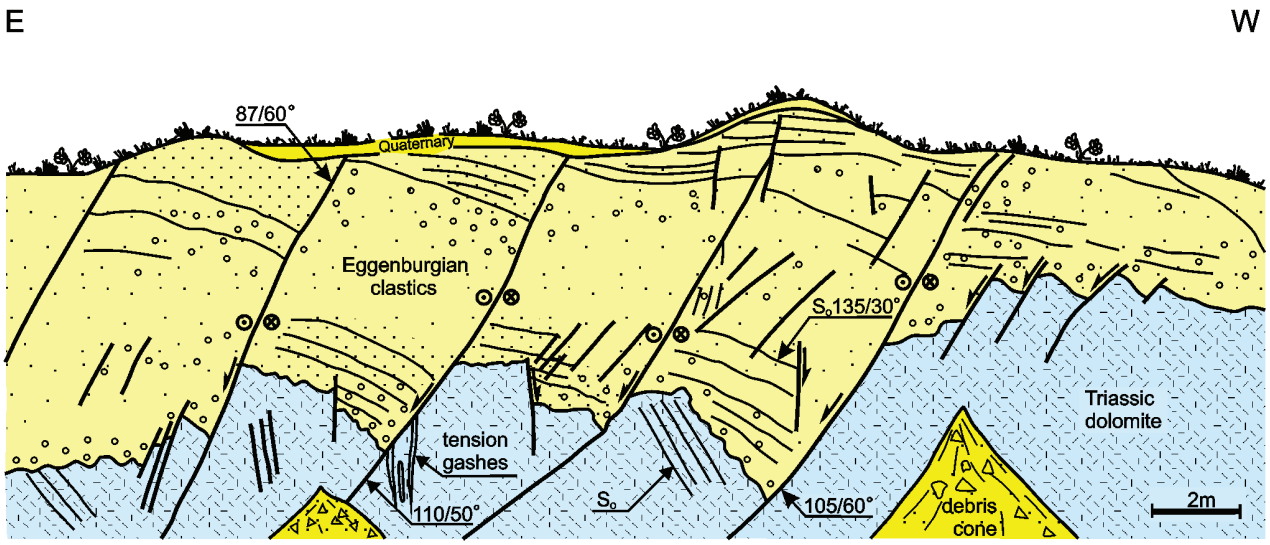
Na pochopenie geodynamického vývinu je dôležité poznať mechanizmus tiltovania. Tiltovanie sa uplatňuje najmä v extenznom režime, príčinou bývajú listricky zakrivené poklesové zlomy. Ďalšou príčinou tiltovania môže byť aktivita subhorizontálnej hlboko ležiacej extenznej strižnej zóny, fungujúcej v režime jednoduchého strihu, v nadloží ktorej bloky tiltujú dominovým mechanizmom rotácie vďaka antitetickým sekundárnym poklesom lemujúcich jednotlivé bloky.

Os tiltovania odvodená zo smeru generálnej vrstvovitosti egenburských sedimentov má smer karpatského strižného koridoru (CSC), v ktorom je skúmaná oblasť situovaná. Tiltovanie egenburských vrstiev sa mohlo realizovať pozdĺž listrických poklesových zlomov VSV – ZJZ smeru skláňajúcich sa k SSZ, nachádzajúcich sa južne od výskytov egenburských sedimentov. Takéto štruktúry môžu byť súčasťou južnej vetvy transtenzného štruktúrneho vejára (tulipánovej štruktúry) myjavského zlomu, lemujúceho



Obr. 7. 3D štruktúrna syntéza – model tektonickej stavby v opustenej ťažobnej jame v Krásnej Vsi (lok. KVES) s kinematicky interpretovanými zlomami. 1 – litifikované egenburské sedimenty s prevahou konglomerátov; 2 – menej spevnené egenburské sedimenty s prevahou pieskov; 3 – strednotriasové dolomity (hronikum); 4 – zlomy.

Fig. 7. 3D structural synthesis – a model of tectonic architecture from the Krásna Ves pit (loc. KVES) with kinematicaly interpreted faults. 1 – strongly idurated Eggenburgian sediments with prevailing conglomerates; 2 – less lithified Eggenburgian psammites – sands and sandstones are prevailing (wrench furrow basin fill); 3 – Middle Triassic dolomites (Hronic unit); 4 – faults.

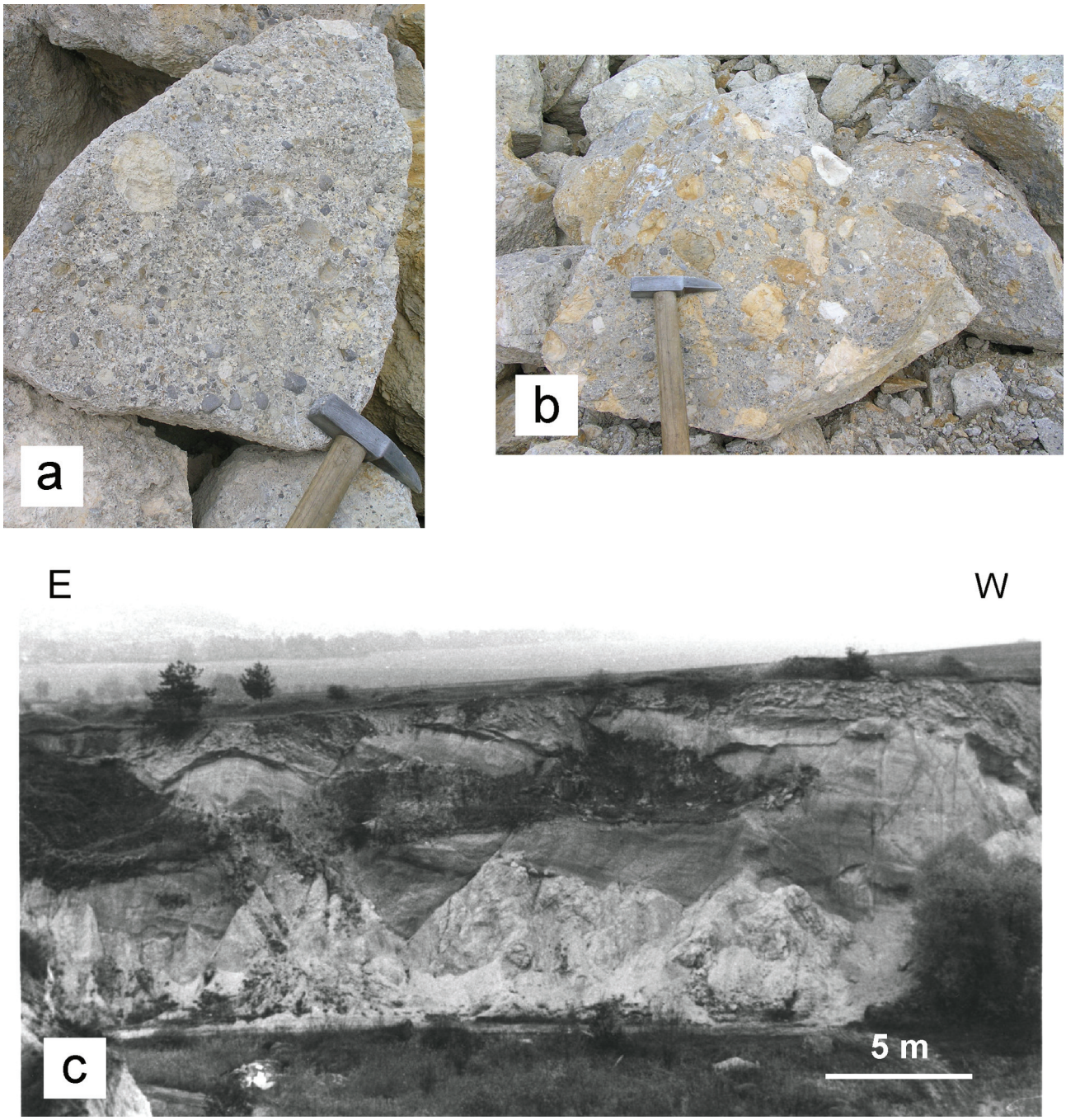


Obr. 8. Defilé odkryté v opustenej ťažobnej jame v Krásnej Vsi (E 18° 13` 33,2``, N 48° 50` 8,8``, lok. KVES).

Fig. 8. Defilé exposed at the Kásna Ves abandoned excavation pit (E 18° 13` 33,2``, N 48° 50` 8,8``, loc. KVES).

karpatský strižný koridor zo severu. Druhým možným variantom je tiltovanie blokov pozdĺž S – J listrických, k západu sa skláňajúcich zlomov (timoradský, bobotský, ...) nožnicovým pohybom – kombináciou rotačného poklesu a sinistrálneho smerného posunu. Pohybová trajektória poklesávajúceho bloku je zakrivená a veľkosť poklesu nadložnej kryhy narastá smerom k juhu a vyznieva smerom k severu.

Asymetria hrastov všetkých jadier sa dá vysvetliť tiltovaním blokov pozdĺž významných listrických zlomov S – J, resp. SSV – JJZ smeru, skláňajúcich sa k východu. Tento scenár zapadá do koncepcie štýlu extenzie opísanej



Tab. 1. a, b – Karbonatický hrubozrnitý egenburský(?) zlepenec z nadložia mezozoických dolomitov v lome Rožňové Mitice (lok. ROM). **c** – Geologické defilé v Krásnej Vsi (lok. KVES). Kontakt mezozoických dolomitov v podloží (svetlé) s egenburskými sedimentmi v nadloží (tmavšie) porušený zlomami (porovnaj so štruktúrnou skicou na obr. 8).

Tab. 1. a, b – Carbonatic coarse-grained Eggenburgian(?) conglomerate covering the Mesozoic dolomite at the quarry Rožňové Mitice (loc. ROM). **c** – Geological defilé at the Krásna Ves (loc. KVES). Mesozoic dolomites (pale) at the bottom are overlain by coarse-clastic Eggenburgian sediments (pale grey), contact is affected by faults (compare with structural sketch in Fig. 8).

v severopanónskej oblasti (Tari et al., 1992). Podstatná zložka mapových dextrálnych ofsetov (cf. Vass, 1998), ktoré sú na okraji Bánovskej kotliny pozdĺž S – J zlomov (timoradský, bobotský, ...), je pravdepodobne spôsobená poklesmi západných krýh týchto zlomov, ktoré fungovali ako antitetické poklesy relaxujúce extenziu realizovanú hlavným S – J listrickým zlomom závadsko-dubodielskym, skloneným k východu. Dextrálne ofsety boli ešte zvýraznené reaktiváciou zlomov ako dextrálnych smerných posunov počas stredno-vrchnomiocénnej kompresie SV – JZ smeru. Jadrá Strážovských vrchov a Žiaru oddelené S – J zlomami pôvodne tvorili jedinú elevačnú, pravdepodobne štruktúru hrasti cca V – Z smeru ohraničeného strmými poklesovými zlomami. Ofsety týchto jadier sa len dextrálnymi posunmi pozdĺž S – J zlomov (Maheľ, 1961; Hrouda et al., 1983) vyriešiť nedajú. Dnešná konfigurácia jadier sa však mohla vytvoriť ich popaleogénnym tiltovaním pozdĺž listrických S – J zlomov (diviacky, malomagurský) sklonených k východu. Pôvodná os – hrebeň megaantiklinálnej/hrasťovej štruktúry je rozsegmentovaná a v jednotlivých tiltovaných blokoch sa ponára na západ. Strmosť mezozoických štruktúr tatrika aj fatrika na severnom okraji jadier Strážovských vrchov je pravdepodobne dôsledkom smerneposunovej aktivity severného okrajového zlomu strižného koridoru (CSC), ktorý jadrá lemuje.

Výsledky paleomagnetického výskumu (Kováč et al., 1989; Túnyi et al., 1991; Kováč a Túnyi, 1995) dokladajú v západnej časti Západných Karpát niekoľkoetapovú cca 60° CCW spodnomiocénnu rotáciu hornín. Vo vrchnokarpatskom až spodnobádenskom napäťovom poli fungoval karpatský strižný koridor VSV – ZJZ smeru v sinistrálnom transtenznom režime, v ktorom mohli zlomami ohraničené bloky CCW rotovať tak, ako to dokladajú paleomagnetické štúdie v oblasti Viedenskej panvy. Hoci paleomagnetické údaje zo skúmanej oblasti zatiaľ chýbajú (sú predmetom prebiehajúceho výskumu), takýto štruktúrny vývoj je veľmi pravdepodobný aj tu a v nasledujúcej geodynamickej syntéze ho predpokladáme.

Aktivita zlomov v kenozoiku

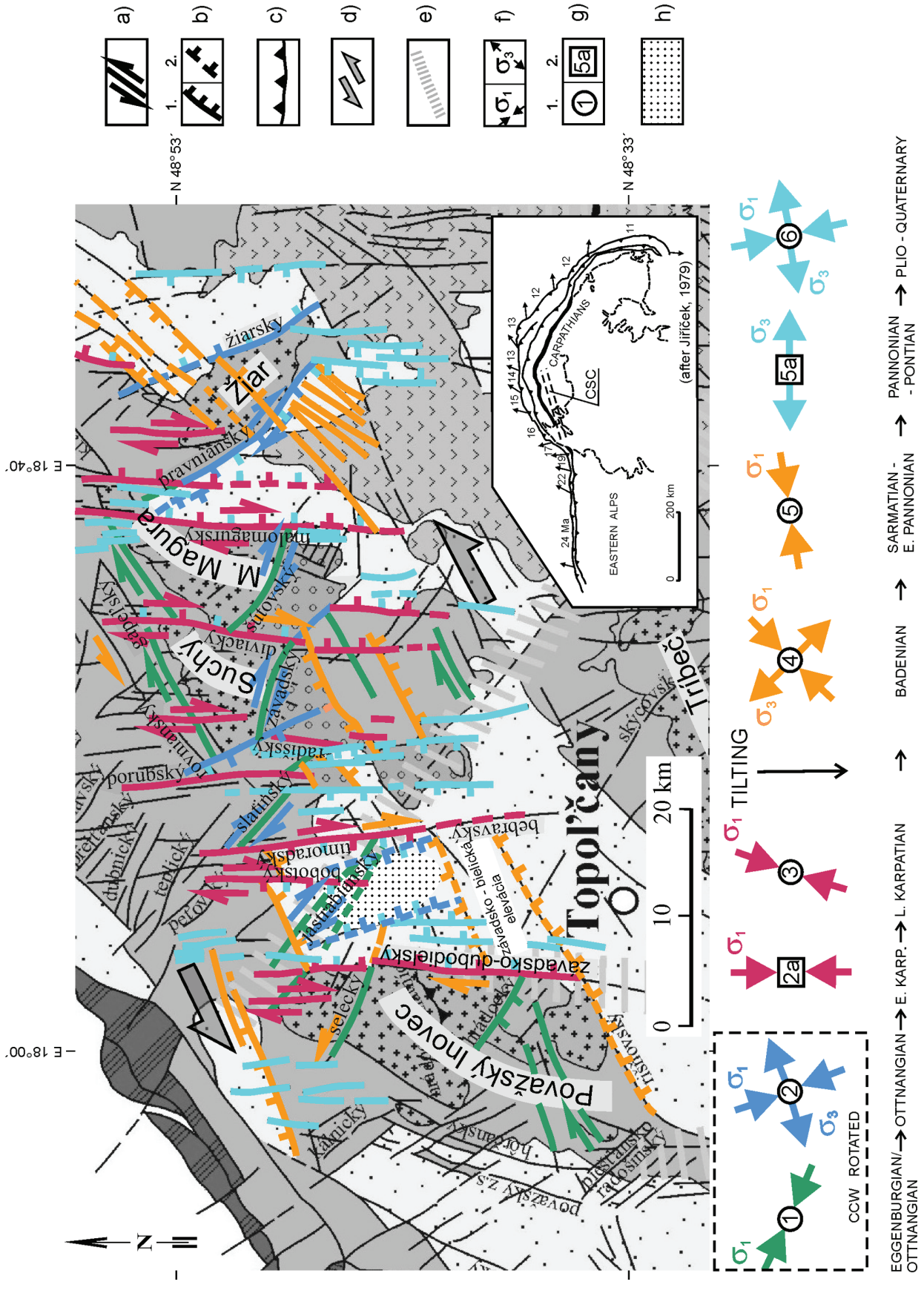
Zohľadnením výsledkov paleonapäťovej analýzy, mapového priebehu zlomov, ich sukcesných vzťahov a vplyvu regionálnych krehkých strižných zón na geologickú stavbu bol zostavený model aktivity zlomových štruktúr skúmanej časti karpatského strižného koridoru (obr. 9). Zlomové systémy rôzneho veku aktivácie sú odlíšené farebne, ich aktivita a kinematický charakter sú odvodené z rekonštruovaných paleonapäťových polí. Okrem paleonapäťových etáp zaznamenaných v mezoskopických štruktúrach uvažujeme aj o fázach tvorby a aktivácie zlomov, ktoré vyplývajú z vývoja karpatského oblúka (Jiříček, 1979). Z postupu karpatských jednotiek k severu, severovýchodu a východu (l. c.) sa dajú odvodiť napäťové polia, v ktorých sa tento proces realizoval. Etapa S – J spodnokarpatskej kompresie (obr. 9, etapa 2a) je dôsledkom tlaku Apúlie a postupu karpatských jednotiek k severu. Etapa panón-pontskej V – Z tenzie (obr. 9, etapa 5a) vznikla v dôsledku efektu spätného zavinovania (*roll-back* efekt) pod Karpaty podsúvanej litosférickej platne na východe (Doglioni et al., 1991). Túto etapu považujeme za príčinu (*far field* efekt) vzniku aj reaktivovania početných S – J zlomov, ktoré dominujú v mladej morfoštruktúrnej stavbe Západných Karpát (Marko, 2002).

Napäťové polia odvodené z mezoskopických štruktúr pozorovaných v skúmanej oblasti dobre zapadajú do tohto plánu, ktorý nám zároveň poskytuje ich spoľahlivé vekové zaradenie.

Zo superpozičných vzťahov významných zlomov v geologickej mape vyplynula nasledovná postupnosť relatívneho veku zlomov. Najstaršie sú zlomy SZ – JV smeru, ktoré sú porušované všetkými ostatnými zlomami. Po nich nasledujú zlomy SSZ – JJV smeru, potom zlomy VSV – ZJZ smeru a nakoniec najmladšie zlomy S – J smeru. Tento obraz zapadá do schémy vývoja paleonapäťového poľa, ktorého kompresná os progresívne rotovala zo smeru ZSZ – VJV do smeru VSV – ZJZ. Najmladšie S – J zlomy sú na obr. 9 znázornené tyrkysovou farbou, boli aktívne aj v neotektonickom období (Vojtko et al., 2011). Ich príčinou je cca Z – V (VSV – ZJZ) tenzia. Musíme ale vziať do úvahy, že niektoré zlomy sú reaktivované zlomy staršieho založenia. Nápadná je dextrálna smerneposuvná zložka pohybu pozdĺž významných S – J mapových zlomov (cf. Vass, 1998). Vyplýva zo spôsobu segmentovania severného okraja bánovskej depresie, ale aj jadra Strážovských vrchov. Študované lokality skutočne nesú drobnoštruktúrne záznamy vrchnokarpatskej SSV – JJZ kompresie, aj bádenskej kompresie SV – JZ smeru, ktoré pozdĺž S – J zlomov mohli generovať šikmé dextrálne posuny. Hlavnou príčinou dextrálnych ofsetov v mape je však významná poklesová zložka pohybov na týchto zlomoch. V populácii mapových zlomov cca S – J smeru môžeme vyčleniť dve podskupiny, a to zlomy SSZ – JJV smeru v bánovskej depresii a zlomy SSV – JJZ smeru v Strážovských vrchoch a Hornonitrianskej kotline.

Dominantným veľkomeradlovým štruktúrnym fenoménom je VSV – ZJZ strižná zóna, karpatský strižný, resp. smerneposunový koridor (CSC). Strižná zóna počas podstatnej časti svojej existencie fungovala v sinistrálnom transtenznom režime, čo je dobrým predpokladom pre rotáciu blokov proti smeru chodu hodín. Ak sa rotácie realizovali aj tu, najstaršie systémy zlomov vzniknuté pred rotáciou blokov môžu byť v dnešnej pozícii oproti originálnej v zmenenom smere. Ide najmä o relatívne najstaršie SZ – JV zlomy, ktoré boli interpretované ako dextrálne smerné posuny. Práve dextrálne posuny by ako antitetické strihy umožnili CCW rotáciu blokov vnútri VSV – ZJZ strižnej zóny dominovým mechanizmom.

Vyššieuvedené sa týka aj mezoskopických štruktúrnych záznamov paleonapätí. Ak akceptujeme rotáciu blokov, najstaršie etapy so smerom kompresie odklonenej od severu smerom na západ mali pôvodne severojužne orientovaný smer kompresie (napr. Fodor et al., 1995; Marko et al., 1995; Marko a Kováč, 1996; Fodor, 2012). Jej záznam v horninách bol zrotovaný proti smeru chodu hodín. Záznamy severojužnej kompresie a mladších etáp odklonených k východu sú v originálnej pozícii, pretože vznikli po rotácii blokov (obr. 9 dole).


a)
b)
1.
2.
c)
d)
e)
f)
g)
1.
2.
h)
N 48°53´
N 48°33´
E 18°40´
E 18°00´
Žiar
Sučany
Topoľčany
Tribeč
Považský Inovec
M. Magura
žiarsky
pravniansky
malomagurský
sútovský
divinský
závadský
tradišský
porubský
slatinský
dobroľský
timoradský
bebravský
zavadsko-dubnodolský
bielikovská
selecký
kamenický
hoštianský
tradičský
tisovský
skýcovský
dubnický
teplický
perov
CARPATHIANS
CSC
EASTERN ALPS
24 Ma
(after Jiříček, 1979)
200 km
0
20 km
10
0
N
σ1 TILTING
CCW ROTATED
EGGENBURGIAN/ OTTNANGIAN → OTTNANGIAN → E. KARP. → L. KARPATIAN → BADENIAN → SARMATIAN - E. PANNONIAN → PANNONIAN - PONTIAN → PLIO - QUATERNARY

Diskusia

Leitmotívom tektonickej stavby oblasti je karpatský strižný koridor (CSC) VSV – ZJZ smeru, avšak predpokladaná dominancia porúch tohto smeru sa v mezoskopických štruktúrach nepreukázala (cf. Fig. 2). Prevládajú dislokácie SZ – JV smeru, ktoré sú prejavom dynamiky jastrabianskej zlomovej zóny pretínajúcej skúmané územie a prekrývajúcej iné štruktúrne fenomény.

Úzke depocentrum sedimentácie (svinianska depresia, obr. 9) spodnomiocénneho veku (Jiříček, 1988) má smer SSZ – JJV, je evidentne ohraničené poklesovými zlomami a z juhu useknuté zlomami VSV – ZJZ smeru závadsko-belickej elevácie, zo severu jastrabianskym zlomom. Otázne je, či ide o pull-apartovú synsedimentárnu štruktúru – depocentrum sedimentácie vytvorené v dextrálnej strižnej zóne VSV – ZJZ smeru vyplnenú spodnomiocénnymi sedimentmi (Kováč et al., 1993), alebo o CCW zrotovanú pull-apartovú štruktúru pôvodne cca S – J smeru, ktorá vznikla v režime sinistrálnej transtenzie vo VSV – ZJZ strižnom koridore. V druhom prípade by nešlo o depocentrum kontrolované zlomami, ale o výrazne zaklesnutý blok (vertikálny skok činí až cca 2 400 m), v ktorom boli sedimenty egenburgu a karpatu uchránené od erózie. Zlomami ohraničený blok svinianskej depresie mohol zaklesávať počas celého kenozoického obdobia, bez ohľadu na režim v strižnom koridore. Od paleomagnetických výskumov, ktoré v oblasti realizujeme, si sľubujeme potvrdenie jedného z variantov genézy svinianskej depresie.

VSV – ZJZ kompresia, resp. SSZ – JJV tenzia, má neisté vekové zaradenie. Slabinou je absencia záznamu mladej VSV – ZJZ kompresnej etapy v egenburských sedimentoch, ktorá však môže byť spôsobená heterogenitou štruktúrneho záznamu. Potvrdiť prezentovanú konštrukciu by mohli detailnejšie štúdie v egenburských sedimentoch oblasti. Etapa VSV – ZJZ kompresie geodynamicky zapadá do obdobia sarmatskej tektogenézy, úniku západokarpatských jednotiek (Ratschbacher et al., 1991; Decker et al., 1993) na východ.

Krásna Ves je klasická, stratigraficky dobre doložená lokalita, kde o veku egenburských sedimentov niet pochýb (tab. 1c). V lokalite Rožňové Mitice je egenburský vek zlepencov (tab. 1a, b) v nadloží dolomitov hronika menej istý, ale nie je vylúčený (M. Kováč, ústna inf.), a je to nový, doteraz v mapách nezaznamenaný výskyt. V prípade, že by išlo o staršie sedimenty, tak maximálne bazálneho paleogénu, menej pravdepodobne vrchnokriedové. To by neovplyvnilo interpretáciu veku paleonapäťových udalostí, z ktorých sú všetky poegenburské.

Obrovský výškový, až niekoľko km vertikálny skok je aj medzi jadrom Považského Inovca a mezozoickými členmi Strážovských vrchov, sprostredkovaný jastrabianskym zlomom. Ak by jastrabiansky zlom tvoril severný okrajový zlom veľkých blokov tiltujúcich okolo S – J listrických poklesov sklonených na východ, výškový skok medzi jadrom Považského Inovca a mezozoickými členmi Strážovských vrchov by sa dal vysvetliť vynorením kryštalinika Považského Inovca pri tiltovaní. Zároveň pri tom istom procese by sa dal vysvetliť aj pokles JZ kryhy v Bánovskej kotline tiltovaním jej dna poklesom pozdĺž S – J listrického, na východ skloneného závadsko-dubodielskeho zlomu. Výsledkom je tektonický kontakt ranomiocénnych morských sedimentov situovaných na vysokej SV kryhe so sladkovodnými fáciami stredného a vrchného miocénu na JZ kryhe pozdĺž jastrabianskeho zlomu. V tomto modeli, ku ktorému sa prikláňame, by jastrabiansky zlom zohrával pasívnu úlohu.

Záver

Cieľom práce bola rekonštrukcia tektonických napätí analýzou mezoskopických zlomových štruktúr a následná interpretácia aktivity mapových zlomov severnej periférie Dunajskej panvy v meniacom sa napäťovom poli.

Krehké deformačné mezoskopické štruktúry registrované v skúmanej oblasti interpretujeme ako záznam meniaceho sa mladoterciérneho napäťového poľa, ktorého horizontálna kompresná os rotovala v smere chodu hodinových ručičiek zo smeru ZSZ – VJV do smeru VSV – ZJZ a záznam kvartérneho napäťového poľa s osou kompresie SSZ – JJV smeru. Analyzovaním mezoskopických krehkých štruktúr bolo identifikovaných 6 tektonických udalostí, z toho 5 s odlišnou orientáciou hlavných osí napätí a tvarom napäťového elipsoidu. V štruktúrnom zázname najvýraznejšej tektonickej udalosti (SSZ – JJV kompresia) sa prekrývajú dve etapy, a to staršia karpatská rotovaná CCW a mladšia už nerotovaná plio-kvartérna (obr. 4). V syntéze zlomovej tektoniky (obr. 9) uvažujeme okrem týchto napäťových/deformačných etáp aj o etape spodnokarpatskej S – J kompresie a o etape panónsko-pontskej V – Z tenzie, ktoré neboli drobnoštruktúrne identifikované, ale vyplynuli z mapových štruktúr. Príčinou S – J kompresie je tlak mikroplatní na alpsko-karpatské jednotky a ich postup k severu, V – Z tenzia je odrazom spätného zavinovania pod Karpaty subdukujúcej platne na východe. Tieto dve etapy umožnili vznik a aktiváciu početných S – J zlomov, ktoré v zlomovej stavbe Západných Karpát dominujú.

Obr. 9. Kinematika a sukcesia zlomovej aktivity v meniacom sa kenozoickom napäťovom poli – syntéza. a – smerné, resp. šikmé posuny; b – poklesy: 1. vychádzajúce na povrch, 2. zakryté; c – prešmyky, násuny; d – kinematika okrajových zlomov strižného koridoru v karpate až recente; e – hlbinné geofyzikálne rozhrania; f – σ_1 – maximálna hlavná os napätia (kompresia); σ_3 – minimálna hlavná os napätia (resp. tenzia); g – sukcesia napäťových etáp: 1. zaznamenané v mezoskopických štruktúrach, 2. odvodené z mapových štruktúr; h – svinianske depocentrum spodnomiocénnej sedimentácie. Litologické vysvetlivky – pozri obr. 1.

Fig. 9. Kinematics and succession of fault activity within changing Cenozoic stress field – a synthesis. a – strike-slip, resp. oblique-slip faults; b – normal faults: 1. cutting surface, 2. covered; c – reverse faults; d – kinematics of wrench corridor boundary faults during the Karpatian-recent; e – deep geophysical boundaries; f – σ_1 – maximum principal stress axis (compression); σ_3 – minimum principal stress axis (tension resp.); g – succession of tectonic events: 1. first, 2. last; h – Svinná depocentrum of the Early Miocene sedimentation. For lithology see explanations of Fig. 1.

Dnešná pozícia štruktúrnych záznamov je komplikovaná rotáciami a tiltovaním blokov po ich vzniku. Tiltovanie bolo preukázateľné v egenburských lokalitách, kde je vrstvovitosť vychýlená z pôvodnej pozície. K tiltovaniu pravdepodobne došlo po karpate, pred bádenskou kompresnou etapou SV – JZ smeru.

Skúmaná oblasť sa nachádza v zóne karpatského strižného koridoru (CSC), lemovaného okrajovými zlomami VSV – ZJZ smeru. Koridor od stredného karpatu fungujúci v sinistrálnom režime je rozsegmentovaný na bloky zlomami SZ – JV, SSZ – JJV, S – J smeru, zlomy SV – JZ smeru sú len vo východnej časti v oblasti Žiaru a Turčianskej kotliny. Funkcia a dynamika regionálnych zlomov bola odvodená z ich orientácie vzhľadom na meniace sa napäťové pole (obr. 9). Zlomy SZ – JV smeru sú relatívne najstaršie, nasledujú SSZ – JJV, VSV – ZJZ a najmladšie, ktoré sú najpočetnejšie, porušujú všetky ostatné zlomy a morfoštruktúrne dominujú, sú zlomy S – J smeru. Niektoré zlomy z tejto schémy však majú staršie založenie a uvedená sukcesia sa týka ich reaktivizácie. Predpokladáme, že aj v tejto časti strižného koridoru došlo k CCW rotáciám blokov tak, ako západne, v oblasti severnej periférie Viedenskej panvy. Sinistrálna transtenzia v strižnom koridore sa mohla realizovať rotáciou blokov prostredníctvom dextrálnych antitetických smerných posunov. Sú to zlomy SZ – JV smeru, ktoré sú pravdepodobne zrotované z pôvod-ného S – J smeru. Potvrdenie tejto koncepcie očakávame od výsledkov paleomagnetickej analýzy, ktorá je v oblasti realizovaná.

Predložená práca je schematizáciou zložitých geologických a tektonických javov, čo má svoje úskalia. Okrem odpovedí prináša mnoho nových otázok. Od pokračujúceho výskumu zameraného na paleomagnetickú analýzu a výskum histórie výzdvihov kryštalinických jadier pohorí v študovanej oblasti si sľubujeme ich vyriešenie, alebo aspoň lepšie pochopenie problémov.

Poďakovanie. Táto práca bola realizovaná v rámci projektu VEGA 1/0712/11, časť analyzovanej štruktúrnej databázy bola získaná v rámci riešenia úlohy základného výskumu APVV-0158-06 a Úlohy štátneho programu výskumu a vývoja 2003 SP 28/OSO – Neotektonická aktivita. Autor je zaviazaný R. Marschalkovi za cenné konzultácie a inšpirácie pre výskum.

References

Angelier, J., 1979: Determination of the mean principal directions of stresses for given fault population. *Tectonophysics, 56, 3 – 4, 17 – 26.*

Angelier, J., 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. geophys. Res., 8, B7, 5 835 – 5 848.*

Angelier, J., 1989: From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geol., 11, 1 – 2, 37 – 50.*

Angelier, J., 1994: Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. *In: Hancock, P. L. (ed.): Continental deformation. Pergamon Press, University of Bristol (U. K.), London, 53 – 100.*

Angelier, J. & Mechler, P., 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des diedres droits. *Bull. Soc. géol. France, 19, 1 309 – 1 318.*

Bezák, V. (ed.), Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, L., Grecula, P., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Jacko, S., st., Jacko, S., ml., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Bratislava), Kováčik, M. (Košice), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. & Žec, B., 2009: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape SR 1 : 200 000. *ŠGÚDŠ, Bratislava.*

Bott, M. H. P., 1959: The mechanism of oblique slip faulting. *Geol. Mag., 96, 109 – 117.*

Brestenská, E., Havrila, M., Kullmanová, A., Lehotský, I., Remšík, A., Vaškovský, L., Gross, P. & Maheľ, M., 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny (1 : 50 000). *Manuskript. Archív Geofond, Bratislava, 109 s.*

Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F. & Fodor, L., 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. *Tectonophysics, 199, 73 – 91.*

Decker, K., Meschede, M. & Ring, U., 1993: Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic flysch and the Norther Calcareous Alps). *Tectonophysics, 223, 291 – 312.*

Decker, K. & Pereson, H., 1998: Tertiary kinematics in the Alpine--Carpathian-Pannonian system: Links between thrusting, transform faulting and crustal extension. *In: Wessely, G. & Liebl, S. (eds.), 1996: Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Special Publication, 5, 69 – 77.*

Doglioni, C., Moretti, I. & Roure, F., 1991: Basal lithospheric detachement, eastward mantle flow and Mediterranean geodynamics: A discussion. *J. Geodyn., 13, 3, 47 – 65.*

Fodor, L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene--Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine-West Carpathians Junction. *Tectonophysics, 242, 151 – 182.*

Fodor, L., 2012: Revised stress field evolution of the northern and south-western Pannonian basin from the Mesozoic to Quaternary. *Miner. Slov., 44, 1, 80.*

Fodor, L., Marko, F. & Nemčok, M., 1990: Evolution microtectonique et paleo-champs de contraintes du Basin de Vienne. Microtectonic evolution and paleo-stress field in the Vienna Basin. *Geodinamica Acta, 4, 3, 147 – 158.*

Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Gyorfi, L. & Benkovics, L., 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: A new synthesis of paleostress data. *In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Sérane, M. (eds.): The Mediterranean Basins Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 156, 295 – 334.*

Golonka, J., Gahagan, L., Krobicki, M., Marko, F., Oszczypko, N. & Slaczka, A., 2005: Plate tectonic evolution and paleo-geography of the Circum–Carpathian region. *In: Golonka, J. & Picha, F. (eds.): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. AAPG Memoir, Monography, 84, 11 – 46.*

Hrouda, F., Kahan, Š. & Putiš, M., 1983: The magnetic and Mezoscopic fabric of the crystaline complex of the Strážovské vrchy Mts. and their tectonic implications. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 6, 717 – 731.*

Hók, J., Šimon, L., Kováč, P., Elečko, M., Vass, D., Verbich, F. & Halmo, J., 1995: Tectonic of the Hornonitrianska kotlina Basin during Tertiary. *Geol. Carpath., 46, 4, 191 – 196.*

Hók, J., Bielik, M., Kováč, P. & Šujan, M., 2000: Neotektonický charakter územia Slovenska. *Miner. Slov., 32, 459 – 470.*

Hvojnik, P., 2004: Úloha malomagurského zlomu počas tektonického vývinu Hornonitrianskej kotliny. *Manuskript. Archív Katedra geológie a paleontológie PriF UK, Bratislava, 78 s.*

Janků, J., Pospíšil, L. & Vass, D., 1984: Príspevok diaľkového prieskumu Zeme k poznaniu stavby Západných Karpát (západný úsek). *Miner. Slov., 16, 2, 121 – 137.*

Jiříček, R., 1988: Stratigrafie, paleogeografie a mocnosti neogénních sedimentů ve Vídeňské pánvy. *Zem. Plyn Nafta, 33, 4, 583 – 622.*

Jiříček, R., 1979: Tektogenetický vývoj Karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. *In: Maheľ, M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Konf., Symp., Sem. GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, Bratislava, 203 – 220.*

Kováč, M., Marko, F. & Nemčok, M., 1990: Neogene history of intramountane basins in the western part of the Carpathians. *Riv. ital. Paleont. Stratigr., 96, 2 – 3, 381 – 404.*

Kováč, M. & Baráth, I., 1995: Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-karpatskopanónskej styčnej zóny počas miocénu. *Miner. Slov., 28, 1 – 11.*

Kováč, M., Baráth, I., Fordinál, K., Grigorovich, A. S., Halásová, E., Hudáčková, N., Joniak, P., Sabol, M., Slámková, M., Sliva, Ľ. & Vojtko, R., 2006: Late Miocene to Early Pliocene sedimentary environments and climatic changes in the Alpine--Carpathian-Pannonian junction area: A case study from the Danube Basin northern margin (Slovakia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 238, 32 – 52.*

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

Kováč, M., Synak, R., Fordinál, K., Joniak, P., Tóth, C., Vojtko, R., Nagy, A., Baráth, I., Maglay, J. & Minár, J., 2011b: Late Miocene and Pliocene history of the Danube Basin: Inferred from development of depositional systems and timing of sedimentary facies ganges. *Geol. Carpath., 62, 6, 519 – 534.*

Kováč, M., Nagymarosy, A., Oszczypko, N., Slaczka, A., Maruteanu, M., Manteco, L. & Márton, E., 1998: Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. *In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. GS SR, Bratislava, 189 – 217.*

Kováč, M., Bielik, M., Lexa, J., Pereszlényi, J., Šefara, J., Túnyi, I. & Vass, D., 1997: The Western Carpathian intramountane basins. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Miner. Slov., Monograph., 43 – 64.*

Kováč, M. & Túnyi, I., 1995: Interpretácia paleomagnetických údajov zo západnej časti Centrálnych Západných Karpát. *Miner. Slov., 27, 213 – 220.*

Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. & Túnyi, I., 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 10, 1, 37 – 62.*

Kováč, M., Marko, F. & Nemčok, M., 1993: Neogene structural evolution and basin opening in the Western Carpathians. *Geophys. transact., 38, 1, 297 – 309.*

Kováč, P. & Hók, J., 1993: The Central Slovak fault system: The field evidence of a strike-slip. *Geol. Carpath., 49, 3, 155 – 159.*

Králiková, S., Hók, J. & Vojtko, R., 2010: Reorientácia napäťového poľa odvodená z morfoštruktúr a zlomového porušenia pliocénnych sedimentov Hronskej pahorkatiny (Západné Karpaty). *Acta Geol. Slov., 2, 1, 17 – 22.*

Maheľ, M., 1961: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území" v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Spr., 21, 29 – 70.*

Marko, F., 1993: Kinematické indikátory strižných pohybov pri krehkej deformácii (prehľad). *Miner. Slov., 25, 285 – 287.*

Marko, F., Plašienka, D. & Fodor, L., 1995: Meso-Cenozoic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: A review. *Geol. Carpath., 46, 1, 19 – 27.*

Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Miner. Slov., 23, 189 – 200.*

Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. & Šútovská, K., 1990: Deformácie a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie). *Miner. Slov., 22, 5, 399 – 410.*

Marko, F. & Kováč, M., 1996: Rekonštrukcia miocénnej tektonickej evolúcie Vaďovskej kotliny na základe analýzy štruktúrneho a sedimentárneho záznamu. *Miner. Slov., 28, 81 – 91.*

Marko, F., 2002: Zlomy a ich úloha počas terciérnej evolúcie Západných Karpát (región ALCAPA). *Manuskript. Archív PriF UK, Bratislava, 88 s.*

Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. & Fodor, L., 1989: Neogene tectonics and paleostress changes in the Czechoslovakian Part of the Vienna Basin. *Jb. Geol. B. A., 132, 443 – 458.*

Nemčok, M., Konečný, P. & Lexa, O., 2000: Calculations of tectonic, magmatic and residual stress in the Štiavnica stratovolcano, Western Carpathians: Implications for mineral precipitation paths. *Geol. Carpath., 51, 1, 19 – 36.*

Pešková, I., Vojtko, R., Starek, D. & Sliva, Ľ., 2009: Late Eocene to Quaternary deformation and stress field evolution of the Orava region (Western Carpathians). *Acta geol. pol., 59, 1, 73 – 91.*

Petit, J. P., 1987: Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol., 9, 5 – 6, 597 – 608.*

Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Mello, J. & Nagy, A., 2000a: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. 1. vyd. Reg. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. *MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

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

Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. & Doktór, S., 1986: Příspěvek metod dálkového průskumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpat. *Miner. Slov., 19, 385 – 402.*

Šimon, L., Fordinál, K. & Elečko, M., 2002: New knowledge on lithostratigraphy of Neogene sediments of the Bánovská kotlina depression – northern rim of the Danube Basin, Slovakia. *Geol. Carpath., 53, special issue – XVII Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association proceedings, 55 – 56.*

Túnyi, I. & Kováč, M., 1991: Paleomagnetic investigation of the Neogene sediments from the Little Carpathians (Lower Miocene of the SW part of the Western Carpathians). *Cont. Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci., 21, 125 – 146.*

Tari, G., Horváth, F. & Rumpler, J., 1992: Styles of extension in the Pannonian basin. *Tectonophysics, 208, 203 – 216.*

Vass, D., Pereszlényi, M., Kováč, M. & Král, M., 1990: Out-line of Danube Basin geology. *Földt. Közl. Bull. Hun. Geol. Soc., 120, 193 – 214.*

Vass, D., 1998: Neogene geodynamic development of the Carpathian arc and associated basins. *In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. GS SR, Dionýz Štúr Publishers, Bratislava, 155 – 158.*

Vass, D., Elečko, M. & Fordinál, K., 2002: Závada – Bielice Rise: A buried elevation between Bánovce and Rišňovce Depression in the Danube Basin. *Slovak Geol. Mag., 8, 1, 13 – 20.*

Vojtko, R., Hók, J., Kováč, M., Sliva, Ľ., Joniak, P. & Šujan, M., 2008: Pliocene to Quaternary stress field change in the western part of the Central Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Quater., 52, 1, 19 – 33.*

Vojtko, R., Beták, J., Hók, J., Marko, F., Gajdoš, V., Rozimant, K. & Mojzeš, A., 2011: Pliocene to Quaternary tectonics in the Horná Nitra Depression (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 62, 4, 381 – 393.*

Wallace, R. E., 1951: Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol., 59, 118 – 130.*

Rukopis doručený 12. 7. 2012
Revidovaná verzia doručená 16. 8. 2012
Rukopis akceptovaný red. radou 26. 11. 2012

Cenozoic stress field and faulting at the northern margin of the Danube Basin (Western Carpathians, Slovakia)

The northern rim of the Danube Basin is strongly affected by faults, tilting and erosion (Fig. 1). The dominant large-scale structural phenomenon in the area is ENE–WSW wrench corridor – Carpathian Shear Corridor (CSC), which operated in the Early Miocene as a transpressional dextral brittle shear zone, responsible for the origin of Eggenburgian-Karpatian wrench furrow basins (sensu Montenat et al., 1987). In the Middle Miocene CSC operated as a transtensional sinistral brittle shear zone, where CCW block rotations and tilting took place, most likely through a book-shelf mechanism. Wrench furrow basins were destroyed by faulting, uplifted and eroded. Sparsely exposed remnants of these basins fill are exhumed at the northern periphery of the Danube Basin, at the Bánovská kotlina depression which occupies the nothernmost bay of the basin. They were utilized as the key outcrops for reconstruction of Cenozoic tectonic history. Following the principle of scale-invariance, small--scale brittle deformational structures were used for dynamic interpretation of large-scale, regionally important faults. As a basic tool, fault-slip related paleostress analysis – inversion method was applied (Fig. 3), and the behavior of the map-scale faults in reconstructed paleostress field has been inferred. Six, Miocene to Quaternary meso--scale faults related paleostress events were recognized (Fig. 4). The orientation of the maximum principal stress axis (σ_1) during the Cenozoic tectonic evolution apparently rotated from WNW–ESE through NNW–SSE, NNE–SSW, NE–SW to the ENE–WSW direction. These stresses represent five directionally independent events which operated in the Neogene-Quaternary time span. The most distinctive and frequent event in the structural record appears to be a NNW–SSE compresion. We assume, that these paleostress records comprisize two single events, a CCW rotated N–S Early/Middle Miocene one, which is overprinted by records of sixth event – NNW–SSE Plio--Quaternary compression, WSW–ENE tension respectively. The succession of single events was interpreted according to the superposition of structures observed in the field and according to the directional similarity of described stress/deformation events with already restored tectonic history in the surrounding (Marko et al., 1991, 1995; Marko and Kováč, 1996; Fodor, 1995, 2012; Kováč and Hók, 1995; Vojtko et al., 2008; Vojtko et al., 2011; Kováč et al., 2011a). In synthetic model of faulting (Fig. 9), except the stresses coming from microtectonic analysis, we calculated also with paleostress events resulting from the large, map--scale structures arrangement and overall evolution of the Carpathians loop (Jiříček, 1979). So Early Karpatian N–S compression and Pannonian-Pontian E–W tension, responsible for the origin and activation of numerous N–S faults were respected in the model as well. N–S compression can be logically expected from the promotion of Carpathians to the north pushed by microplates in the back. E–W tension can be related as far field effect of roll--back of subduced lithospheric plate (Doglioni et al., 1991) under Carpathians at the east.

The results of paleomagnetic investigation realized in the neighbouring areas (Kováč et al., 1989; Túnyi et al., 1991; Kováč and Túnyi, 1995) confirm the Early/Middle Miocene CCW block(s) rotation, which occurred in several steps. In accord with this, we suppose, that inside the wrench corridor, records of Early Miocene compression, originaly N–S oriented, rotated counterclockwisely to ca NW–SE directions, but records of Middle – Late Miocene NNE–SSW to ENE–WSW and Quaternary NNW–SSE postrotational compressional events are preserved in the original directions. Large dextral strike-slip faults formerly in N–S directions, now reoriented to cca NW–SE direction, could have operated as accomodational antithetic faults controlling CCW block rotations inside the sinistral wrench corridor by a domino-style mechanism. Although this structural scenario is very probable in the studied area, paleomagnetic data from the Bánovská kotlina depression are not yet available, however, research is in progress.

After blocks rotations around vertical axes, blocks tilting took place within the area in between the Late Karpatian and Badenian. It is nicely recorded in the exposures of Eggenburgian sediments (Figs. 5 and 7), as well as in assymetric arrangement of core mountains horsts of Považský Inovec Mts., Strážovské vrchy Mts. and Žiar Mts. Block tilting controlled large, cca N–S listric faults, often operating scissor-like.

The Carpathian Shear Corridor is segmented by regular net of NW–SE, NNW–SSE, N–S faults in the studied area. Evolutionary model of map-scale faults kinematics (Fig. 9) was inferred from its spatial relations to restaured paleo-stress field and mutual offsets in geological map. As the oldest faults seems to be NW–SE ones, the youngest and the most frequent are cca N–S the Plio- Quaternary faults.

Mineralia Slovaca, 44 (2012), 231 – 240
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Geological setting of the Patrovec block in the Považský Inovec Mts., Western Carpathians

ONDREJ PELECH[1], JÁN SOTÁK[1, 2, 3] and JOZEF HÓK[1]

[1]Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina, SK-842 15 Bratislava, Slovak Republic; pelech@fns.uniba.sk
[2]Geological Institute of Slovak Academy of Sciences, Severná 5, SK-974 01 Banská Bystrica, Slovak Republic
[3]Department of Geography, Faculty of Education, Catholic University, Hrabovská cesta 1, SK-034 01 Ružomberok, Slovak Republic

Abstract

The areal extent, stratigraphy and tectonics of the geological units in the northeastern segment of the Považský Inovec Mts. were observed and reinterpreted, applying the results of detailed geological mapping and biostratigraphic investigation. Explored area is built by the pre-Carboniferous crystalline basement of the Infratatricum, Jurassic-Lower Cretaceous rocks of the Beckov Succession of Fatricum and relicts of the Middle to Upper Triassic rocks of the Veterlín Succession of Hronicum, being preserved in the area between the municipalities of Patrovec and Dubodiel, and possibly also south-west of Trenčianske Jastrabie. The complexes of the unit of Hronicum were defined in this area for the first time. They are composed of the Anisian Gutenstein Limestones, Ladinian Reifling Limestones and Middle Carnian Wetterstein Limestones and Wetterstein Dolomites. Poorly preserved Miocene sedimentary fill of the Bánovce depression lies on the top of the Paleoalpine tectonic units.

Key words: biostratigraphy, Fatricum, Hronicum, Infratatricum, Považský Inovec

Introduction

The Považský Inovec Mts. is a pre-Tertiary basement horst block, emerging from beneath the Neogene sedimentary fill of the Danube Basin and forming one of the external mountain ranges of the Tatra-Fatra Belt of Core Mountains (Fig. 1). Research was done on the eastern and northeastern slopes of the Považský Inovec Mts. and on adjacent margins of the Bánovce depression (Figs. 1, 2a). Investigated locality lies in the area among the villages Trenčianske Jastrabie, Veľká Hradná (Patrovec is a settlement of this municipality) and Dubodiel.

Internal structure of the mountain range is segmented into 3 amalgamated blocks: Selec, Bojná and Hlohovec blocks (from north to south; Maheľ, 1986). Due to its position in the footwall of overlying Bojná block, and overall external position relative to Tatricum, the Selec block is assigned to Infratatricum (Plašienka, 1999). The Infratatricum in the Považský Inovec Mts. is represented by Hercynian metamorphites and their diaphtorites, Post-Hercynian Upper Paleozoic volcano-sedimentary complex (Kálnica Group; Olšavský, 2008), Triassic to Lower Cretaceous sedimentary cover unit (Selec Unit, Olšavský and Hók in Ivanička et al., 2011) and Upper Cretaceous sediments in variously interpreted position and ambiguous relationships to other units (Belice Unit; Plašienka et al., 1994; Rakús in Ivanička et al., 2011). Fragments of the Fatricum and Hronicum nappes are also present in the western (and according to this investigation also in the northeastern) portion of the investigated area. The Fatricum is represented by the shallow water Beckov Succession (Hók in Ivanička et al., 2011) and Hronicum by the slope Veterlín-type Succession (Havrila in Ivanička et al., 2011). Geological structure of the northeastern segment of the mountain range was not adequately understood, despite continuing investigation in this area (Polák in Pristaš et al., 2000; Polák in Ivanička et al., 2007). Lack of exact knowledge about stratigraphy of the Mesozoic sequences and their tectonic position was apparent.

Principal geological knowledge from the Patrovec area was published by Maheľ (1950, 1951). He described

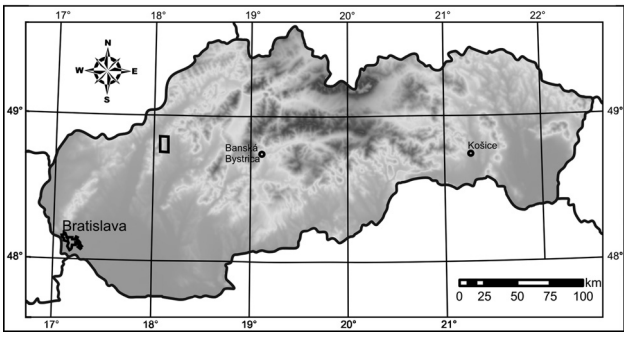


Fig. 1. Location of the investigated area on the map of Slovakia marked by a rectangle.

recumbent fold with Lower Jurassic rocks in its core and younger red nodular limestones of Middle Jurassic age and limestones of Upper Jurassic and Lower Cretaceous in its limbs. In the quarry in Dubodiel village similar succession was found. He considered both relicts of the Mesozoic rocks as gravity slides from the exhumed basement of the Selec block in the west. These investigations were later reinterpreted and Mesozoic rocks, outcropping in the area, were considered as a part of Manín Unit (Maheľ, 1986), and served as proof of its Inner Carpathian provenance (Maheľ, 1985).

According to the geophysical investigation, the structural position of the Mesozoic formations in the area was later interpreted as one of the numerous gravity slides, now overlying the Miocene fill of the margin of Bánovce depression (Leško et al., 1988).

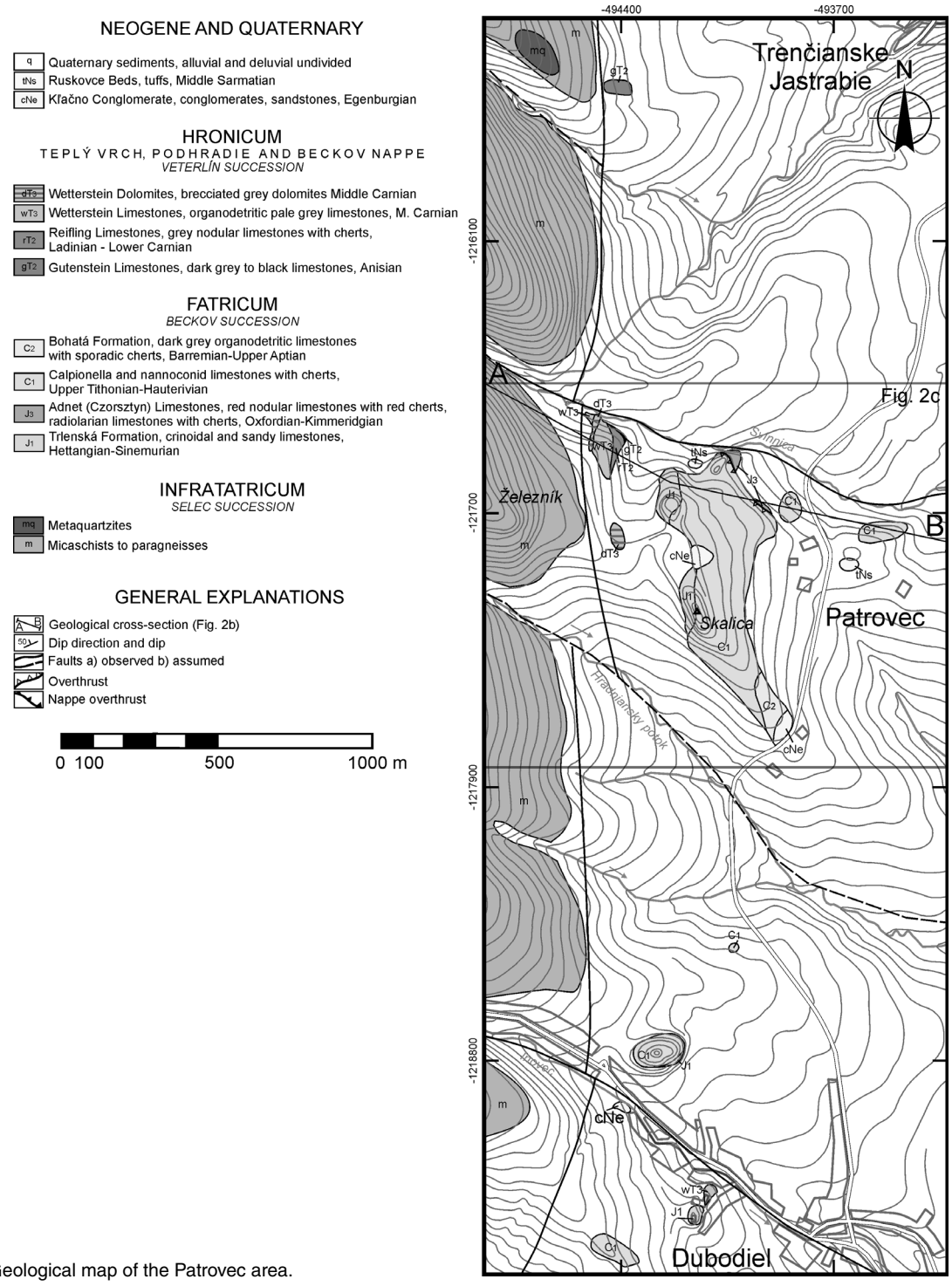


Fig. 2a. Geological map of the Patrovec area.

According to the previous lithostratigraphic investigations of the Mesozoic formations in the area (Kullmanová, 1958, 1980; Kullmanová in Brestenská et al., 1980), the basal part of the sequence is composed of Middle to Upper Triassic carbonates. The upper part of the sequence is formed by the Lower Jurassic sandy crinoidal limestones, Middle Jurassic radiolarites and radiolarian limestones as well as the Upper Jurassic Saccocoma limestones. Uppermost part of the sequence is composed of Upper Jurassic Calpionella limestones and Lower Cretaceous pelagic limestones. Overlying cherty limestones were assumed to be the terminal member of the sequence. Whole Mesozoic succession was considered to be of relatively shallow water origin. The question, whether it constitutes a portion of the Tatricum sedimentary cover unit (Kullmanová in Brestenská et al., 1980; Polák in Pristaš et al., 2000) or the Beckov Succession of Fatricum (Kullmanová, 1980), was not solved.

Polák (in Ivanička et al., 2011) named whole Mesozoic sequences in the area (including relicts of the Mesozoic rocks NW of Zlatníky) as the Patrovec Succession and considered it as a deep water (Šiprúň type) Tatricum sedimentary cover succession. According to his investigation it contained also the Lower Triassic quartzite

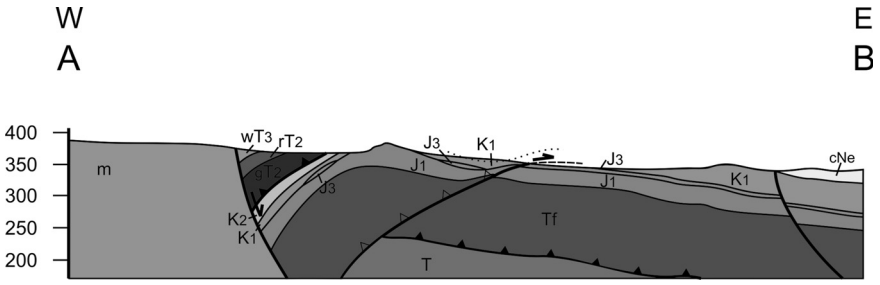


Fig. 2b. Schematic geological cross-section through the investigated area. Area is disrupted by parallel normal faults of the Dubodiel fault zone. Mesozoic Beckov Succession is partially backthrust to the NE. *Hronicum:* gT2 – Gutenstein Limestones, dark grey to black limestones, Anisian; rT2 – Reifling Limestones, grey nodular limestones with cherts, Ladinian – Lower Carnian; wT3 – Wetterstein Limestones, organodetric pale grey limestones, Middle Carnian; dT3 – Wetterstein Dolomites, brecciated grey dolomites, Middle Carnian; *Fatricum:* Tf – Triassic of Fatricum, lithostratigraphically undivided; J1 – Trlenská Formation, crinoidal and sandy limestones, Hettangian--Sinemurian; J3 – Czorsztyn Limestones, red nodular limestones with red cherts, radiolarian limestones with cherts, Oxfordian--Kimmeridgian; C1 – Calpionella and Nannoconous limestones with cherts, Tithonian-Hauterivian; C2 – Bohatá Formation, dark grey organodetritic limestones, Barremian-Upper Aptian; *Tatricum:* T – Tatricum lithostratigraphically undivided; m – micaschists and micaschist paragneisses; mq – metaquartzites; *Neogene sediments:* cNe – Kľačno Conglomerate, conglomerates, sandstones, Eggenburgian.

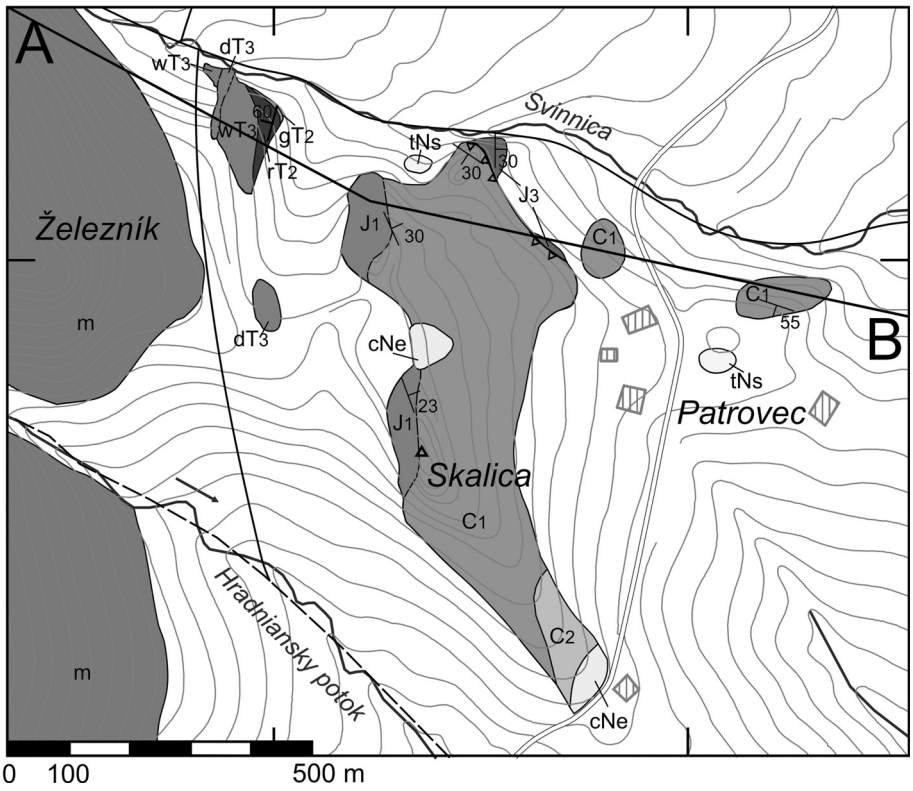


Fig. 2c. Detailed map of the Patrovec area. Legend is the same as in Fig. 2a.

sandstones of the Lúžna Formation and Middle Triassic Ramsau dolomites cropping out west of Trenčianske Jastrabie and overlapping the basement rocks (Polák in Ivanička et al., l. c.).

Most distinctive difference can be seen in the description of the Jurassic succession, which apart from the relatively shallow water facies known by Kullmanová (1980), also contains the hemipelagic spotted marlstones of Janovka Formation and "siliceous fleckenmergel" member (Polák in Ivanička et al., 2011). The existence of two sedimentary covers overlaying the Selec block basement would have important tectonic implications.

Doubts about the correct tectonic classification, lithologic description, stratigraphic range and facial characteristics of the Patrovec Succession, being highly distinct from the Selec cover unit was evident (Hók et al., 2006). The main aim of this paper is to describe the geological structure and the stratigraphy of the Mesozoic complexes in the vicinity of Patrovec.

Results of investigation

Infratatricum

The crystalline basement of the Infratatricum in the investigated area is composed dominantly of micaschists to gneisses, only locally the lenses of quartzite paragneisses, quartzites and amphibolites occur. Due to similar lithological appearance, some of the quartzite outcrops were confused with the sediments of the Lúžna Formation (Polák in Ivanička et al., 2007), however the presence of metamorphic garnet and overall metamorphic pattern excludes this assumption (Figs. 4a, b). This fact was correctly pointed out by older investigations (Ivanička in Pristaš et al., 2000). Oldest portion of the Infratatricum sedimentary cover in the locality Jarabina west of Trenčianske Jastrabie is formed by the relicts of the Upper Paleozoic Kálnica Group with locally preserved Lower Triassic quartzite sandstone of the Lúžna Formation.

Fatricum (Beckov Succession)

The Jurassic to Lower Cretaceous sequence, cropping out in the area between Patrovec and Dubodiel, is according to its lithological similarity, especially absence of the typical hemipelagic Janovka Formation or thicker radiolarites of the Ždiar Formation, assigned to the shallow water Beckov Succession of the Fatricum (Fig. 3).

The oldest exposed rocks are crinoidal and sandy limestones which constitute morphologically the most significant landforms with steep slopes. Overall thickness of the complex is 20–50 m. Rocks can be described as grainstones to rudstones, composed almost entirely of crinoidal detritus (Fig. 4c). Siliciclastic admixture is formed by quartz and fragments of metamorphic rocks. The rock also contains authigenic quartz and feldspars. Lower portion of the complex is of grey to grey-brown colour. The pink to red limestones are abundant in the upper portion. Pink and reddish crinoidal limestones formed discontinuous less abundant thin lenses. Rocks locally contain fractured chert nodules of elliptical shape, usually 3 × 10 cm large. Intercalated quartzose conglomerate and tectonic breccias with 2–5 mm clasts of quartz, quartz sandstone and limestones were locally present (Fig. 5d). Age of the crinoidal limestone complex was determined

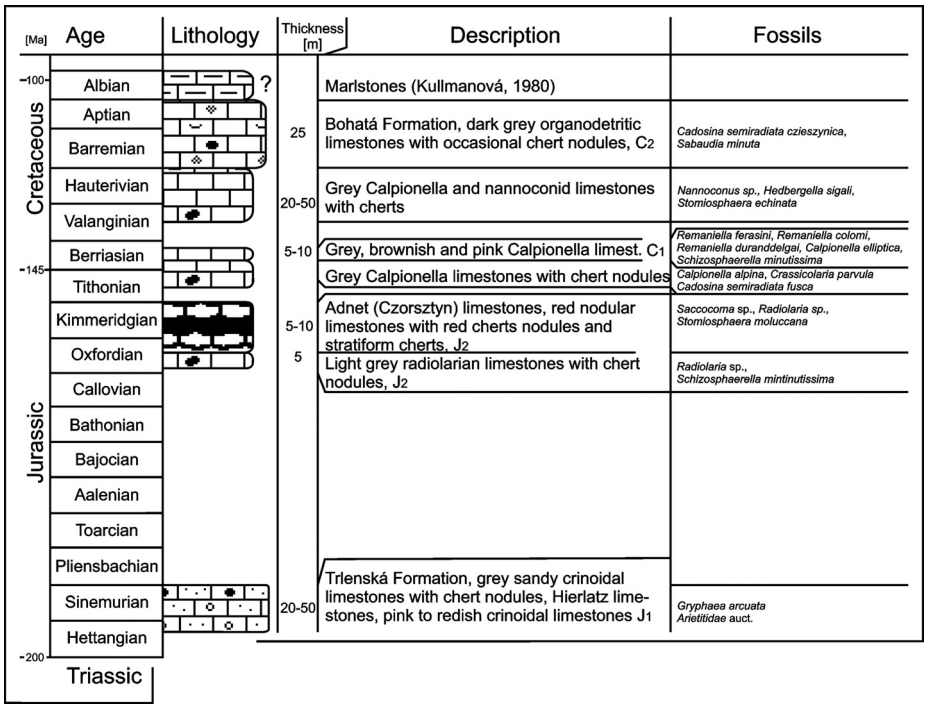


Fig. 3. Lithostratigraphy of the Beckov Succession of the Fatricum in the investigated area (modified after Kullmanová, 1980).

as Hettangian to Sinemurian according to occurrence of the lamellibranch *Gryphaea arcuata* (Kullmanová, 1980) and ammonite from the family *Arietitdae* auct. (Maheľ, 1950). The grey crinoidal limestones are correlated with the Trlenská Formation. Pink and reddish limestones can be correlated with the younger Hierlatz or Vils limestones. Most of the outcrops formerly assigned to the Trlenská Formation by previous investigations (Polák in Pristaš et al., 2000; Polák in Ivanička et al., 2007) near the Patrovec, Dubodiel and Zlatníky represents, according to this study, various lithostratigraphic units of the Tatricum, Fatricum and Hronicum.

In the well exposed cliff in the Skalica hill app. 500 m west of Patrovec (Figs. 2a, c), the sequence of the grey radiolarian and red nodular limestones with chert nodules was observed. The lower, at least 6 m thick portion of the radiolarian limestone section, is composed of the grey limestones with chert nodules. Limestones are predominantly mudstones to wackestones with softly recrystallized matrix. They contain numerous radiolarians (Fig. 4e), thin-shelled bivalves, fragments of ophiura, crinoids and *Globochaete*. Remnants of calcareous nannoplankton are represented by dinoflagellate species *Schizosphaerella minutissima* (Colom) (Fig. 4l). Following biostratigraphic zonation of pelagic limestones with Capionellids and calcareous dinoflagellate cysts was carried out on the basis of zoning established by Reháková and Michalík (1997) and Reháková (2000). Rocks are medium to thin bedded, bedding surfaces are locally irregular, partially due to dissolution and tectonic activity. Intensive tectonic overprint was observed in the micro- and macroscale by frequent stylolites and calcite veins. Higher grade diagenetic conditions are assumed due to presence of authigenic quartz. Grey radiolarian limestones are 6 m thick, their substratum is not exposed.

Red nodular limestones with sporadic red cherts predominate in the upper portion of the section. They are medium bedded, with occasional green shale laminae and thin to medium bedded stratiform red cherts, siliceous limestones or radiolarites. Stratiform cherts are locally laterally changing to limestones. Limestones have mudstone to wackestone fabric and high radiolarian content. Other bioclasts include remnants of *Saccocoma* sp. (Fig. 4f) and crinoid elements, silicified ryncholites, sponge spicules and dinoflagellate *Stomiosphaera moluccana* Wanner. Stratigraphic range of the radiolarian and red nodular limestones is according to presence of dinoflagellates and *Saccocoma* remains Upper Oxfordian to Upper Kimmeridgian. Red nodular limestones are 6–8 m thick. Uppermost portion of the section is disrupted by thrust fault with the top to east vergency (Fig. 2b). Sequence of grey radiolarian limestones with cherts and red nodular limestones with sporadic cherts and stratiform radiolarite beds can be correlated with Adnet Limestones (Czorsztyn Limestones sensu Borza and Michalík, 1987).

The sequence in the hanging wall of the thrust fault and above the Lower Jurassic crinoidal limestones is built by Calpionella limestones. Grey and pinkish micritic limestones are usually white, light grey or light brown on the weathered surfaces. Grey limestones in the hanging wall of the thrust fault contain chert nodules and are macroscopically hardly distinguishable from the radiolarian limestones from the basal part of the Skalica cliff and also to the overlying grey micritic nannoconid limestones. Calpionella limestones exhibit variable thickness, only 1–1.5 m in the contact with the crinoidal limestones, up to more than 10 m in the hanging wall of the thrust fault in the Skalica cliff, where it was not possible to distinguish them from the overlying nannoconid limestones. Superposition of pinkish calpionella limestones over its substratum is clearly seen only in the area west of Patrovec (Fig. 2c). Observation of the bedding surfaces in this lithologic unit was not possible due to the strong tectonic overprint and widespread brecciation. It is not excluded that portion of crinoidal limestones (Trlenská Formation) forms the slide bodies derived from shelf and extended into the deeper portion of the basin. Pelagic limestones are microfacially described as mudstones to wackestones, containing radiolarians, calpionellids and zoospores *Globochaete*. Other less abundant organic constituents are echinoderm fragments, ostracods, thin-shelled molluscs, aptychi, sponge spicules and benthic foraminifera *Lenticulina* sp. The age of the Calpionella limestones is Upper Tithonian to Middle Berriasian. Lower stratigraphic boundary is indicated by calpionellids *Crassicolaria parvula* (Remane) (Kullmanová, 1980). Association of calpionellids *Calpionella alpina* Lorenz (small form, Fig. 4g), *Remaniella ferasini* (Catalano) (Fig. 4k), *Remaniella colomi* Pop (Fig. 4i), *Remaniella duranddelgai* Pop (Fig. 4j) and *Calpionella elliptica* Cadisch (Fig. 4h) indicates the presence of the whole Calpionella interval zone. Together with the dinoflagellate *Cadosina semiradiata fusca* (Wanner) they mark the Middle to possibly Upper Berriasian age of the upper boundary of the Calpionella limestone complex. Pinkish and brownish Calpionella limestones can be correlated with the Padlá Voda Formation occurring in the Vysoká Succession of the Fatricum in the Malé Karpaty Mts. (Borza and Michalík, 1987).

The Calpionella limestones are overlain by the cherty nannoconid limestones. They are medium to thick bedded, light to dark grey on fresh surfaces and light grey, light yellow to white on the weathered surfaces. Primary sedimentary features are commonly overprinted by the brittle deformation structures. Occasional chert nodules 3 x 10 cm in diameter are dark grey, black or yellow on the weathered surfaces. Microscopically they are mudstones with matrix composed of well preserved nannoconid detritus. Other bioclasts include dinoflagellate, ostracod, *Globochaete*, bivalve and echinoderm fragments, filaments, phantoms of foraminifera, among them *Hedbergella sigali* Moulade and *Lenticulina* sp. Previous researchers found also genus *Anomalina* sp. and radiolarians (Kullmanová, 1980). Phosphatic fragments and elements of the fish teeth were also recognized. Stratigraphic age of the nannoconid limestone was determined due to presence of dinoflagellate *Stomiosphaera echinata* Nowak (Fig. 4m) as Upper Valanginian to Hauterivian. The upper portion of the Calpionella limestones complex together with the cherty nannoconid limestones could be correlated with the Hlboč Formation (Borza and Michalík, 1987). Calpionella

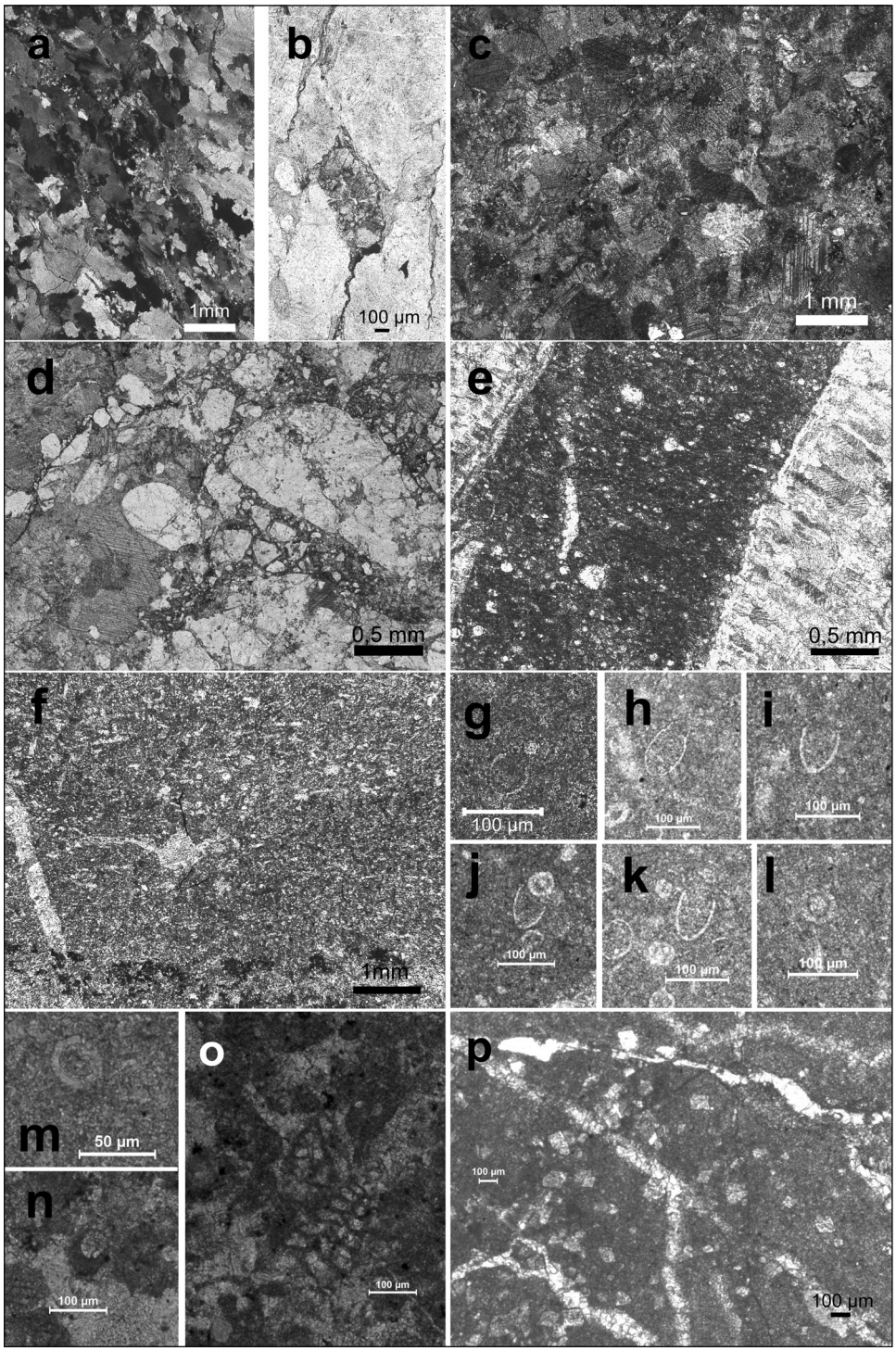


Fig. 4. a – Microstructure of metaquartzite layer in crossed polars; **b** – Detail from the central part of Fig. 4a on the garnet, indicating metamorphic overprint in the lower amphibolite facies; **c** – Crinoidal grainstone composed of well sorted crinoidal plates, sample from the area west of Patrovec; **d** – conglomerate and breccia containing quartzose, locally rounded, detritus, being present in the crinoidal limestones; **e** – Radiolarian limestone with wackestone structure, section in the cut of the Svinica creek; **f** – Planktonic echinoid *Saccocoma* sp. from the red nodular limestones; **g** – Calpionellids from the pink and grey Calpionella and nannoconid limestones; *Calpionella alpina* Lorenz (small form); **h** – *Calpionella elliptica* Cadisch; **i** – *Remaniella colomi* Pop; **j** – *Remaniella duranddelgai*; **k** – *Remaniella ferasini* (Catalano); **l** – dinoflagellate *Schizosphaerella minutissima* (Colom) from the red nodular limestones; **m** – nannoconid limestone with dinoflagellate *Stomiosphaera echinata* Nowak; **n** – dinoflagellate *Cadosina semiradiata czieszynica* (Nowak) from the dark grey organodetritic limestones; **o** – organodetric limestone with glauconite grain and fragment of orbitolid foraminifera *Sabaudia minuta* (Hofker); **p** – rhomb-shaped dolomite crystals indicating dolomitization in the slightly recrystallized matrix of Gutenstein Limestones of Hronicum SW of Trenčianske Jastrabie.

and nannoconid limestones were mapped, and are shown as one lithostratigraphic unit (Fig. 2a, c).

Dark grey organodetritic limestones occur in the southeast portion of the Skalica hill west of Patrovec (Fig. 2a, c). According to the lithological appearance and superposition in the sequence, the limestones penetrated by borehole DB-5 northeast of Dubodiel (Seneš and Brestenská, 1963) are considered to be a member of the same lithological unit. Thickness and bedding of limestones was not observed due to the poor outcrop conditions. Microfacially they are packstones to grainstones, with numerous organic detritus that was largely damaged by transport. Bioclasts are composed of echinoderms, foraminifers and algae fragments. Kullmanová (1980) also found sponge spicules, cadosinids and rudist fragments. Foraminifers *Globigerinelloides* sp. and *Sabaudia minuta* (Hofker) (Fig. 4o) and dinoflagellate *Cadosina semiradiata czieszynica* (Nowak) (Fig. 4n) were found. Clastic quartz of silt size, authigenic quartz, pyrite and glauconite grains are present (Fig. 4o). Kullmanová (1980) described also fragments of volcanic glass. According to the microfossil content, the stratigraphic age of the organodetritic limestones is Barremian-Upper Aptian. Nature of the studied samples indicates that they represent distal facies with redeposited shallow water microfauna. Dark grey organodetritic limestones can be correlated with the Bohatá Formation (Borza and Michalík, 1987).

Current poor outcrop conditions do not allow to confirm the presence of marlstones south of Dubodiel, containing foraminifers and other microfossils of Albian age (Gašpariková in Kullmanová, 1980).

Hronicum (Veterlín Succession)

In the locality Železník west of Patrovec and in the southern portion of the Dubodiel (Fig. 2a, c), the isolated outcrops expose the Anisian-Carnian carbonate complex, which is, according to its facial and stratigraphic attributes, assigned to the Hronicum (Fig. 5). Despite being able to observe only a relatively thin portion of the sedimentary sequence, obtained stratigraphic data show its affinity to the Teplý vrch, Podhradie and Beckov partial nappes (sensu Havrila in Ivanička et al., 2011), which represent transitional succession of the Veterlín type. The occurrence of the Hronicum sediments was recognized for the first time in this area.

The oldest portion of the sequence is composed of black bituminous, intensively interveined and cracked limestones, exposed only in few outcrops and in debris in the valley of Svinica stream. Dark grey limestones exposed west of Trenčianske Jastrabie, previously considered as dolomites (Polák in Ivanička et al., 2011), were according to their structural position and similar lithology also assigned to this lithostratigraphic unit. Microscopically they represent packstones with partially recrystallized micritic matrix, local dolomitization (Fig. 4p) and fragments of poorly preserved but well sorted bioclasts, mostly *Globochaete*, ostracods and echinoderm fragments (Fig. 6a). According to its lithological and microfacial character and position in the sequence, they are identified with Gutenstein Limestones of Anisian age.

The Gutenstein Limestones in the valley of Svinica stream are overlain by a sequence of medium bedded grey micritic and partially nodular limestones with sporadic black chert nodules of irregular shape (Fig. 6e). According to the lithological character, microfacial and biostratigraphic findings, they could be correlated with the Reifling Limestones. Microscopically they are grainstones and breccias composed of fragments of mudstones to packstones. Limestones contain thin-shelled bivalves (Fig. 6b), foraminifers, zoospores Globochaete, ostracods and echinoderm fragments. Numerous intraclasts (Fig. 6d) indicate that they may represent the bodies of slope breccias of redeposited intrabasinal material or transitional facies between Reifling and Raming limestones. Stratigraphic age was determined by the presence of *Turriglomina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti) (Fig. 6c), which represents the index species of the Ladinian to Lower Carnian foraminiferal microfauna and facial fossils of the Reifling Limestones. The foraminiferal microfauna of the Reifling Limestones is completed by the species of *Arenovidalina chialingchiangensis* (Ho), *Nodosaria* sp., *Lamelliconus* sp., etc. The contact of the Reifling Limestones with overlying organodetritic (Wetterstein) limestones is not seen, thickness of the formation is at least 2 m.

Organodetritic (Wetterstein) limestones occur on the eastern slopes of the locality Železník and in the southern portion of the municipality Dubodiel (Fig. 2a). They are

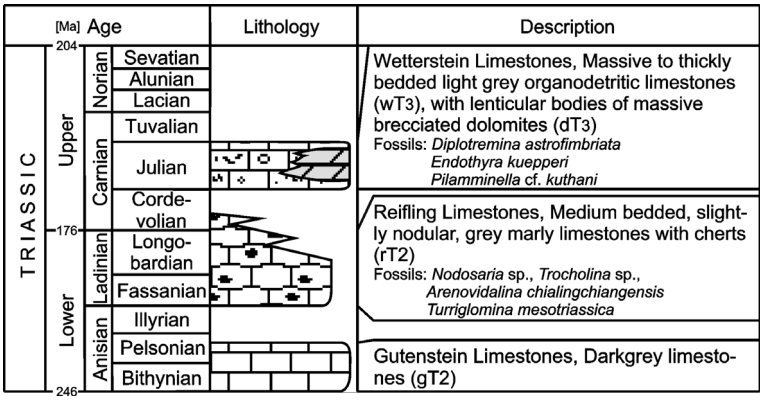


Fig. 5. Schematic lithostratigraphic section of the Veterlín Succession of the Hronicum in the investigated area.

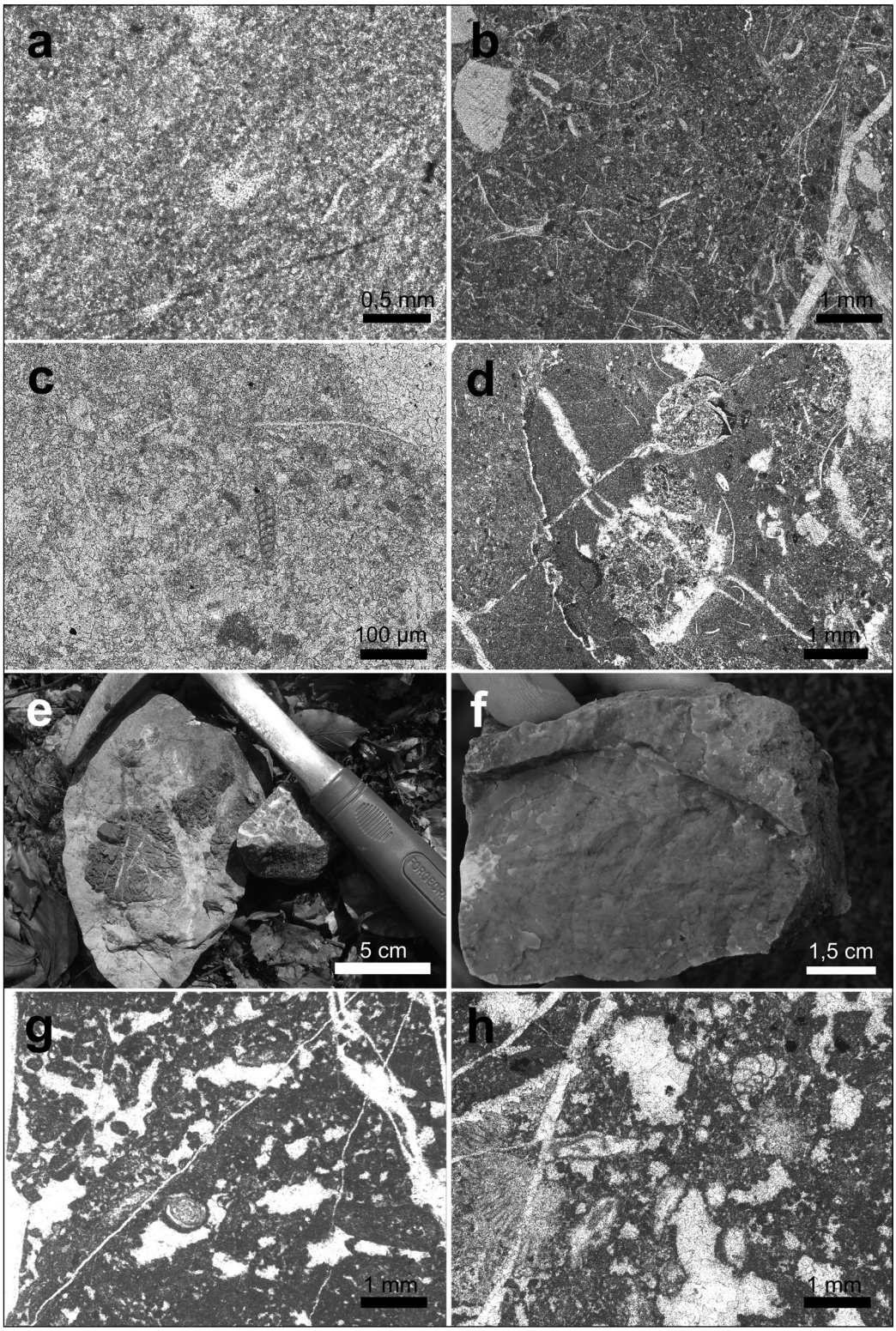


Fig. 6. a – recrystallized matrix of the Gutenstein Limestones with preserved echinoderm fragment; **b** – wackestone with numerous detritus of thin shelled bivalves and echinoderms from the Reifling Limestones; **c** – foraminiferal species *Turriglomina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti) from the Reifling Limestones; **d** – mudstone intraclast in coarser grained limestone matrix, sheared brachiopod fossil from the Reifling Limestones; **e** – nodular Reifling Limestones with dark grey cherts; **f** – organodetric Wetterstein Limestones from locality Dubodiel; **g** – porous biomicrite with fenestral fabric and foraminifers *Rakusia oberhauseri* Salaj in the Wetterstein Limestones; **h** – organodetric Wetterstein Limestones with rudstone structure and fenestral fabric, bioclasts formed by fragments of algae and foraminifers (*Diplotremmina astrofimbriata* Kristan-Tollmann).

represented by massive beds of light grey to brown grey organodetritic limestones (Fig. 6f) with occasional dark grey tectonic breccias and brecciated dolomites. According to the biostratigraphic research, lithological pattern and their position in the sedimentary sequence, they are considered to be a portion of the Wetterstein Formation. Limestones generally represent the packstones to grainstones, locally rudstones with high content of skeletal grains, mostly of foraminifers, fragments of green algae, algal nodules and ostracods. Non-skeletal grains are represented by peloids and rounded grains. Important sign is the fenestral fabric (Fig. 6g, h), indicating the extremely shallow water diagenesis. Locally parallel lamination can be observed at a microscale. Middle Carnian age was determined by the presence of the foraminifers *Pilamminella* cf. *kuthani* (Salaj), *Diplotremina astrofimbriata* Kristan-Tollmann (Fig. 6h) and *Endothyra kuepperi* Oberhauser. At least 15–20 m thick formation forms the terminal member of the Hronicum succession in the investigated area. In the area west of Patrovec, Wetterstein Limestones are accompanied by dolomites. Contact with underlying strata is not well exposed, only the outcrop in the locality Železník shows that the underlying strata are composed of Reifling Limestones.

Organodetritic limestones are accompanied by the more or less continuous strip of lenticular bodies of dolomitic rocks (Fig. 2a, c). Dolomites are massive. The weathered samples are light grey, yellowish to light orange. Fresh surfaces show distinct brecciated fabric or pure white colour. According to the position in the sedimentary sequence, they are correlated with Wetterstein Dolomites.

Tectonic setting

According to the surface and seismic data from the area, the Selec block is structuralized by multiple subparallel shear zones dipping to the SE locally with backthrusts (Vozár et al., 1999). The map view and the borehole data indicate that mountain range and adjacent portion of the Bánovce depression are segmented by transversal faults into smaller blocks with different rates of vertical movement (Maglay et al., 1999). Investigated area lies on the elevated Svinná and Držkovce blocks (Pristaš et al., 2001).

Rock complexes of the Infratatricum and both thin-skinned nappe units were exposed to polyphase ductile and brittle deformation. Especially studied Mesozoic complexes were brecciated and disrupted by calcite veinlets which often precluded the determination of neither primary nor secondary structures.

The oldest deformation phase in the investigated area is Hercynian that was coeval with the prograde and retrograde metamorphism, resulting in formation of thick micaschist complexes (Krist et al., 1992). At least one Hercynian deformation phase can be recognized in the crystalline basement rocks by the south vergent ductile rotated porphyroclasts and folds.

Observed fold structures of the crystalline basement and Mesozoic sediments show similar orientation of the fold axes (Fig. 7). Uniform structural pattern in both crystalline basement and Mesozoic rocks suggest the Alpine deformation phase. Fold β-axes show the orientation in SW–NE and ENE–WSW directions. The ESE–WNW folds might result from younger deformation (Fig. 7).

Contact of Bánovce depression and Považský Inovec Mts. is formed by S–N trending Dubodiel fault system that is well marked in the morphology of the area, e.g. by triangular facets. Transverse dislocations divide the mountain range in NW–SE direction and partially follow the blocks of the Bánovce depression substratum (Pristaš et al., 2001). They probably represent older reactivated faults, active in recent tectonic regime of orogen-parallel extension (Vojtko et al., 2008).

Conclusion

Research has confirmed that the earlier interpretation of the presence of the Mesozoic sediments of Infratatricum sedimentary cover unit (Patrovec Succession sensu Polák in Ivanička et al., 2011) is not conformable with the results of the field and biostratigraphic investigations. The presence of characteristic deep water facies of the Šiprúň type of the Infratatricum, such as spotted clayey limestones of Janovka Formation or thicker radiolarites, was not confirmed.

The Mesozoic complexes between the municipalities Dubodiel and Trenčianske Jastrabie, formerly assigned to the Patrovec block, represent mainly the relicts of the Beckov Succession of the Fatricum (Vysoká facial type) and the Veterlín Succession of the Hronicum. The presence of the shallow water Beckov Succession confirms some earlier concepts (Kullmanová, 1980). Triassic complexes of the Hronicum were recognized in the studied area for the first time.

Current poor status of outcrops of the Mesozoic deposits NW of the Zlatníky locality, south of investigated area, formerly assigned into the Patrovec Succession (Polák in Ivanička et al., 2007), does not allow a correct interpretation of their tectonic origin.

Sediments of the Infratatricum are present only in the northern portion of the investigated territory and have the smallest areal extent. Superposition of the Lower Triassic quartzite sandstones (Lúžna Formation) directly on the top of the basement was not confirmed in the investigated area.

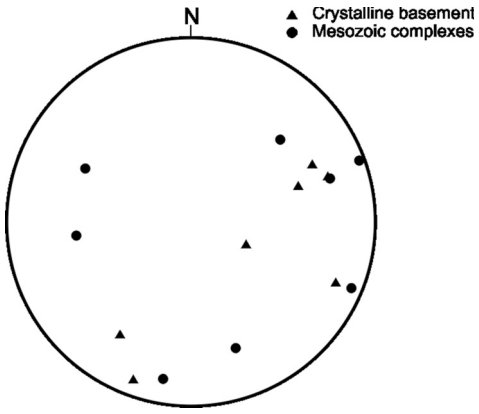


Fig. 7. Fold β-axis from the investigated area plotted onto the lower hemisphere.

Observed metaquartzites are a portion of the micaschist complex.

Relicts of the younger transgressive complexes are formed by erosional remnants of the Eggenburgian carbonate sandstones and conglomerates (Kľačno Conglomerates). Important volume of the sedimentary fill of the Bánovce depression, especially in the area of subsiding blocks in the north and south of the studied area, is formed by the Badenian Svinná Formation. Erosional remnants of the Middle Sarmatian volcaniclastic deposits of the Ruskovce Formation were locally found.

Acknowledgements. Authors are especially thankful to doc. RNDr. J. Sýkora, CSc. for his help with microscopic analyses and prof. RNDr. D. Reháková, CSc. for determining the calpionellids and dinoflagellates. Special thank is given to M. Molčan for proofreading of English manuscript and the reviewer RNDr. M. Havrila for critical comments and suggestions. This paper was supported by the Scientific Grant Agency grants VEGA 1/0587/11, VEGA 2/0140/09 and Grant of Comenius University for young scientists UK/153/2012.

References

Brestenská, E., Havrila, M., Kullmanová, A., Lehotský, I., Remšík, I., Vaškovský, I., Gross, P. & Maheľ, M., 1980: Geological map and explanations to the region of the Bánovce depression 1 : 50 000. (Preliminary final report). *Manuscript. Archive of Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava,105 p. (In Slovak.)*

Borza, K. & Michalík, J., 1987: Microbiostratigraphy of Upper Jurassic and Lower Cretaceous formations of Vysoká nappe of Malé Karpaty. *Knih. ZPN, 6a, 2, Misc. micropalaent., 203 – 214. (In Slovak.)*

Hók, J., Rakús, M., Olšavský, M., Havrila, M., Ivanička, I. & Boorová, D., 2006: New knowledge about geological structure of the northern part of Považský Inovec. *In: Kováč, M. & Dubíková, K. (eds.): New methods and results in geology of the Western Carpathians. Zborník 2006, Comenius University, Bratislava, 57 – 66. (In Slovak.)*

Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M. (eds.), Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Sherer, S. & Zuberec, J., 2007: Geological map of the region of Považský Inovec and SE portion of Trenčín depression, 1 : 50 000. *State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava.*

Ivanička, J., Kohút, M. (eds.), Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Sherer, S. & Zuberec, J., 2011: Explanations to the Geological map of the region of Považský Inovec and SE portion of Trenčín depression, 1 : 50 000. *State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava, 267 p. (In Slovak.)*

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

Kullmanová, A., 1958: Sedimentary-petrographic investigation of the Mesozoic of the Inovec and Strážovská hornatina highland. *Manuscript. Archive of the State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava, 141 p. (In Slovak.)*

Kullmanová, A., 1980: Lithological-microfacial investigation of the carbonate rocks of the Jurassic and Lower Cretaceous of Beckov and Inovec series. Preliminary final report. *Manuscript. Archive of the State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava, 38 p. (In Slovak.)*

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

Maglay, J., Halouzka, R., Beňacký, V., Pristaš, J. & Janočko, J., 1999: Neotectonic map of Slovakia. *Ministry of Environment of the Slovak Republic, Geological Survey of Slovak Republic. (In Slovak with English summary.)*

Maheľ, M., 1950: Cover series of Inovec. *Geol. Sbor., 1, 47 – 58. (In Slovak.)*

Maheľ, M., 1951: Tectonics of central portions of Inovec. *Geol. Sbor., 2, 151 – 165. (In Slovak.)*

Maheľ, M., 1985: Geological structure of Strážovské vrchy. *Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava, 221 p. (In Slovak with English summary.)*

Maheľ, M., 1986: Geology of Czechoslovak Carpathians 1. Paleoalpine units. *Veda, Bratislava, 510 p. (In Slovak with English summary.)*

Mazúr, E. & Lukniš, M., 1986: Geomorphological division of SSR and ČSSR. Part Slovakia. *Slovenská kartografia, Bratislava. (In Slovak.)*

Olšavský, M., 2008: Lithostratigraphy and sedimentogenesis of the Upper Paleozoic formations in the northern portion of the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians, Slovakia). *Miner. Slov., 40, 1 – 16. (In Slovak with English summary.)*

Pristaš, J., Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. & Töröková, I., 2001: Geological structure and neotectonics of Nitra upland. *Geol. Práce, Spr., 105, 43 – 47. (In Slovak.)*

Plašienka, D., 1999: Tectochronology and paleotectonic model of Jurassic-Cretaceous development of Central Western Carpathians. *Veda, Bratislava, 125 p. (In Slovak with English summary.)*

Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Petráčková, M. & Uher, P., 1994: Origin and structural position of Upper Cretaceous sediments in northern part of the Považský Inovec Mts. First Part: Lithostratigraphy and sedimentology. *Miner. Slov., 26, 311 – 334. (In Slovak with English summary.)*

Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. & Töröková, I., 2000: Geological map of Danube lowland – Nitra highlands 1 : 50 000. *State Geological Institute of D. Štúr, Bratislava.*

Reháková, D., 2000: Evolution and distribution of the Late Jurassic and Early Cretaceous calcareous dinoflagellates recorded in the Western Carpathian pelagic carbonate facies. *Miner. Slov., 32, 79 – 88.*

Reháková, D. & Michalík, J., 1997: Evolution and distribution of calpionellids: The most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan microplankton. *Cretaceous Research, 18, 493 – 504.*

Seneš, J. & Brestenská, E., 1963: General geological investigation in the Bánovce depression with particular regard to its coalbearing. (Preliminary final report), *Manuscript. Archive of the State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava, 41 p. (In Slovak.)*

Vojtko, R., Hók, J., Kováč, M., Sliva, Ľ., Joniak, P. & Šujan, M., 2008: Pliocene to Quarternary stress field change in the western part of the Central Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Quart., 52, 19 – 30.*

Vozár, J., Šantavý, J. (eds.), Potfaj, M., Szalaiová, V., Scholtz, P., Tomek, Č., Šefara, J., Machková, N., Gnojek, I., Šály, B., Pereszlényi, M., Hrušecký, I., Hlavatý, I., Jureňa, V., Rudinec, R., Magyar, J. & Slávik, M., 1999: Atlas of deep reflection seismic profiles of the Western Carpathians and its adjacent areas. *Ministry of Environment of Slovak Republic, Bratislava, 76 p.*

Manuscript received 13. 1. 2012
Revised form received 16. 8. 2012
Manuscript accepted by Editorial Board 26. 11. 2012

Mineralia Slovaca, 44 (2012), 241 – 256
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Geologická stavba a metamorfóza vulkanicko-sedimentárneho pásma na severovýchodnom úpätí Kráľovej hole

MARTIN KOVÁČIK

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava;
mato.kovacik@geology.sk

Geological setting and metamorphism of volcano-sedimentary belt on the north-eastern foothills of the Kráľova hoľa Massif (Western Carpathians, Slovakia)

Field and petrographic studies of weakly metamorphosed volcano-sedimentary rock assemblage with conspicuous horizons of metabasic rocks (frequently termed as "Predná hoľa Complex"), located in a narrow belt NW of the Vernár village, were carried out. Attention was paid to primary lithological associations, meso- and microstructures, as well as to comparison of the grade of the Alpine metamorphism of tectonically related rock units as Veporicum, Hronicum and Silicicum. The contribution introduced some aspects of the Cretaceous collision processes within the Veporicum domain, especially expressed by transpressive system of the Pohorelá Line. The results of the lithological, structural and petrographic investigation indicate that the volcano-sedimentary rock-assemblage can be affiliated to the Upper Carboniferous sequences of Hronicum Unit. The envelope Veporic Lower Triassic quartzites (± Permian arcoses) with carbonate relics, frequently occurring in upright cliffs, can be interpreted as tectonic windows among the Hronicum rock-assemblage.

Key words: Cretaceous metamorphism, Alpine tectonics, actinolite, Pohorelá Line, Veporicum, Hronicum, Central Western Carpathians

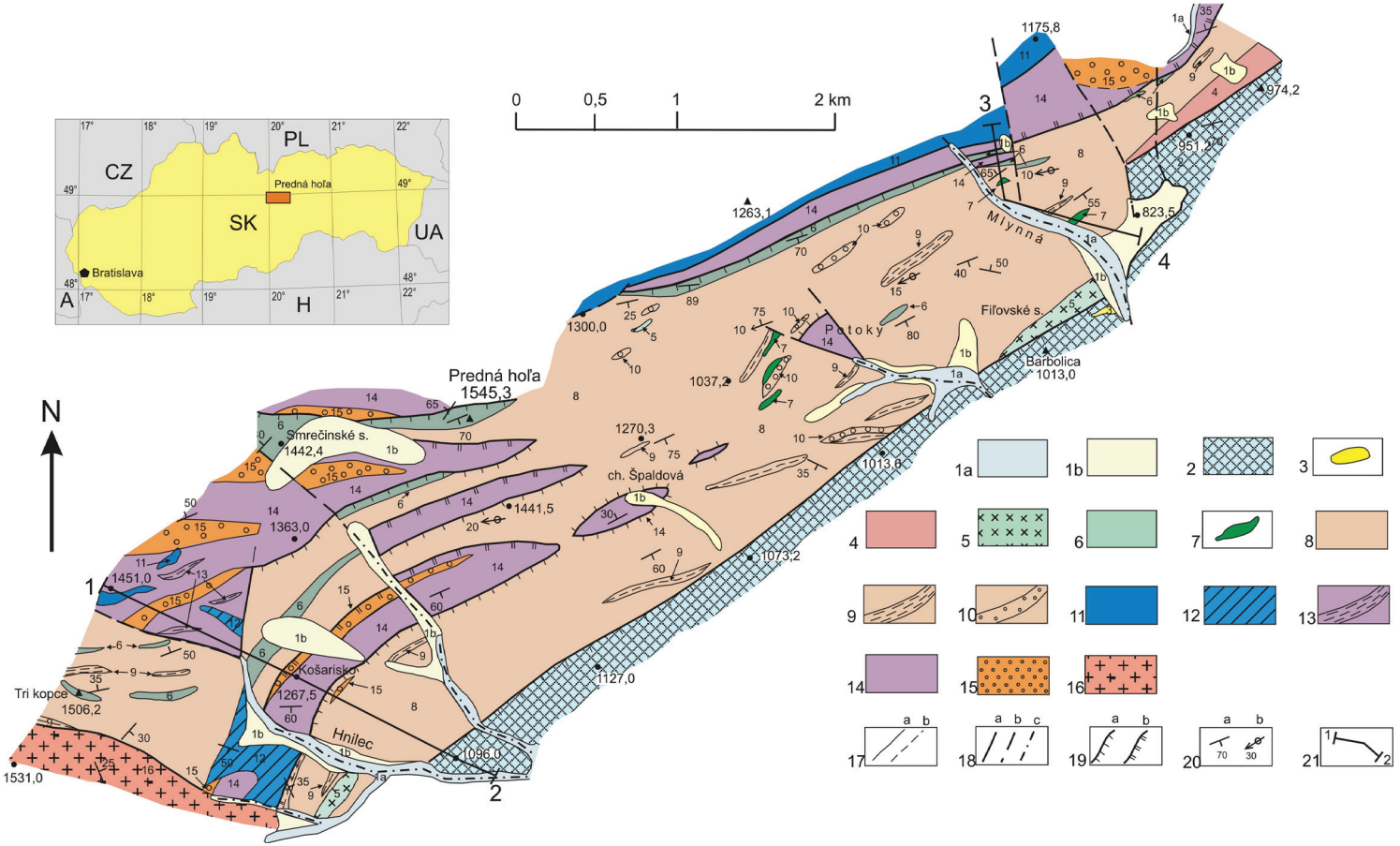
Úvod

Na pôvod skúmaného nízkometamorfovaného vulkanicko-sedimentárneho horninového pásma, vyznačujúceho sa predovšetkým nápadnými polohami metabázických hornín, boli vyslovené mnohoraké náhľady. Daný horninový súbor bol pracovne označený ako „komplex Prednej hole" (Bajaník et al., 1979). Uvedené označenie miestami používame aj v nasledujúcich statiach, pretože pod týmto názvom ho vníma väčšia časť odbornej geologickej verejnosti. Geologické mapovanie situované SZ od obce Vernár v Slovenskom raji bolo vykonané v 1 – 3 km širokom pásme JZ – SV smeru, približne od k. Tri kopce (1 506 m) až do blízkosti Hranovnického plesa. Daná zóna je súčasťou dôležitého alpínskeho tektonického uzla, preto boli orientačne rekognoskované i bezprostredne susediace jednotky. Ťažisko práce spočívalo v terénnom a petrografickom výskume, pozornosť bola venovaná najmä primárnym litologickým asociáciám, mezo- a mikroštruktúram, ako aj porovnávaniu alpínskeho tektonometamorfného postihnutia tektonicky zblížených horninových súborov severného a južného veporika, hronika a silicika. Príspevok sa tiež dotýka otázok kriedových kolíznych procesov v „ultra-" veporickej doméne a prináša nové prvky v diskusii o problematike tektonickej príslušnosti skúmaného horninového komplexu. Štúdium metabázických hornín umožnilo pomerne objektívne charakterizovať aj stupeň metamorfózy, čo býva v bežných klastických metasedimentoch alebo karbonátovej litológii obťažné.

Prehľad výskumov

Horninový súbor zložený z bázických vulkanitov, ich tufov, arkóz, fylitických bridlíc, prípadne, ako je uvedené v niektorých prácach, aj z porfyroidov, kremencov alebo vápencov nemá ustálené tektonické zaradenie. Pre svoju netradičnú litologickú náplň a celkovú tektonickú zložitosť toto územie priťahovalo pozornosť už dávnejšie. Prvý sa problematikou predmetného horninového pásma systematicky zaoberal Kettner (1937), ktorý považoval (na základe informácií V. Zoubka) fylitické – metabázické horniny a „porfyroidy" za súčasť diaftorizovaného kryštalinika krížňanského príkrovu, konkrétne krakľovskej zóny, ako najspodnejšieho tektonického elementu. Medzi pomerne úzkym pásmom týchto hornín a masami vápencov Stratenskej hornatiny („muránska séria") sa nachádzajú karbónske a permské („verfénske") vrstvy tzv. poludnického príkrovu. Za substrát chočského príkrovu sa považovalo kryštalinikum Kráľovej hole (Kettner, l. c.).

S identifikáciou jednotiek chočského príkrovu v oblasti vernárskeho pruhu sa stotožňujú Pouba (1953) aj Zoubek (1957) s tým, že sedimentačný priestor hronika posúvajú južnejšie, minimálne do oblasti kohútskej zóny. V povojnovom období sa detailné mapovacie práce v tomto pásme (Biely, 1956; Kubíny, 1959; Ivanička, 1965; Lehotský, 1969 a ďalší) stali súčasťou regionálnej geologickej mapy, ktorá zahŕňala aj širšiu oblasť Kráľovej hole (Klinec, 1976). Problematika predmetných hornín bola stále viac-menej vnímaná v zmysle Kettnera (l. c.). Kubíny (1959)

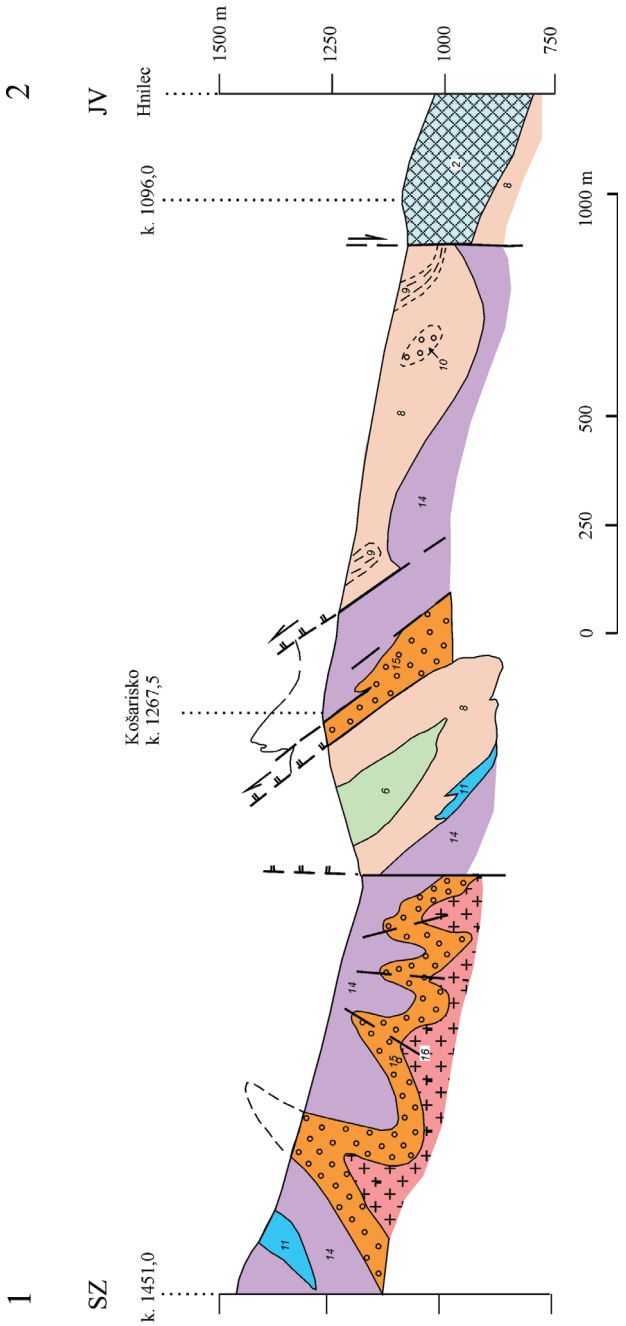


Obr. 1. Geologická mapa skúmaného územia (Kováčik, 2008). *Kvartér:* 1a – fluviálne a proluviálne sedimenty; 1b – deluviálne až deluviálno-proluviálne sedimenty. *Silicikum:* 2 – karbonátové súvrstvia, nerozlíšené (trias); 3 – paleoryolit (spodný trias). *Hronikum:* 4 – bordové pieskovce, ílové bridlice (perm); 5 – gabrodioritový porfyrit (spodný perm – vrchný karbón?); 6 až 10 vrchný karbón: 6 – bázické vulkanity, tufy a zelené bridlice vcelku; 7 – drobné telesá andezitu („keratofýru") – dacitu(?); 8 – jemnozrnné pieskovce, zrnité arkózové pieskovce a nerozlíšené klastické sedimenty; 9 – čierne bridlice; 10 – konglomeráty, hrubozrnné kremité pieskovce. *Veporikum:* 11 – sivé vápence, dolomity (trias – jura?); 12 – tmavé rekryštalizované vápence s polohami tmavosivých bridlíc (stredný trias?); 13 – slabozelené, lok. pestro sfarbené bridlice až pieskovce (spodný trias); 14 – kremence, kremenné pieskovce (spodný trias); 15 – kremité arkózy (vrchný perm); 16 – granitoidy (karbón). *Všeob.:* 17 – geologické hranice: a – zistené, b – predpokladané; 18 – zlomové línie: a – zistené, b – predpokladané, c – zakryté; 19 – a – násunové, príkrovové línie, b – prešmykové línie; 20 – a – smer sklonu vrstevnatosti alebo foliácie, b – smer a sklon b-osi vrás; 21 – línia geologického rezu.

Fig. 1. Geological map of investigated area (Kováčik, 2008). *Quaternary:* 1a – fluvial and proluvial deposits; 1b – deluvial and deluvial-proluvial deposits. *Silicicum:* 2 – carbonate complexes undivided (Triassic); 3 – "paleo"-rhyolite (Lower Triassic). *Hronicum:* 4 – red sandstones, clayey shales (Permian); 5 – gabbro-diorite subvolcanics (Lower Permian – Upper Carboniferous?); 6 to 10 – Upper Carboniferous: 6 – basic volcanites, tuffs and greenschists undivided; 7 – small andesite ("keratophyre") – dacite(?) bodies; 8 – fine-grained sandstones, granular arkosic sandstones and undivided clastic sediments; 9 – black shales; 10 – coarse-grained quartzose sandstones, conglomerates. *Veporicum:* 11 – grey limestones, dolomites (Triassic – Jurassic?); 12 – dark recrystallized limestones intercalated by dark grey schists (Middle Triassic?); 13 – greenish, loc. variegated schists – sandstones (Lower Triassic); 14 – quartzites, quartzose sandstones (Lower Triassic); 15 – quartzose arkoses (Upper Permian); 16 – granitoids (Carboniferous). *General expl.:* 17 – geological borders: a – proved, b – presumed; 18 – fault lines: a – proved, b – presumed, c – covered; 19 – a – thrust fault lines, b – reverse faults; 20 – a – dip direction of bedding or schistosity, b – dip direction of fold axis; 21 – line of geological cross-section.

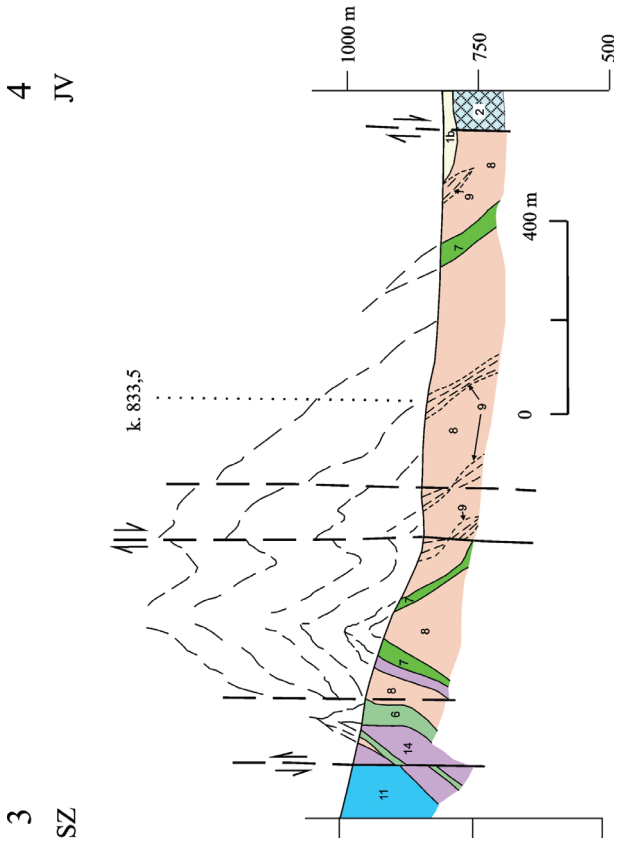
si predstavuje daný horninový komplex spolu s chočským príkrovom ako jednotku nasunutú na veporické obalové mezozoikum, ale k otázke veku či tektonickej príslušnosti sa s určitosťou nevyjadruje. Nevylučuje napr. ani tzv. fylit-diabázovú sériu. Autor označuje prednohoľský komplex ako „porfýroidovo-bridličnatú sériu", ktorú nasúva na obalové mezozoikum ešte pred násunom osobitej „tektonickej šupiny Úplazu". Schematizáciu ponúka generálna mapa 1 : 200 000 (Fusán et al., 1963), kde je severná časť skúmaného pásma znázornená ako karbón v tektonickej pozícii a širšia oblasť k. Úplaz (1 555 m) ako tufy permských kremitých porfýrov prekrývané spodnotriasovými kvarcitmi. Karbón vernárskeho pruhu sa v tomto poňatí, okrem neprítomnosti karbonátov, považuje za faciálne zhodný s tzv. dobšinským karbónom.

Chloriticko-muskovitické fylity, čierne a zelené bridlice v podloží föderatskej sekvencie v záreze Dobšinského potoka posudzuje Schönenberg (1948) ako devónske a pripisuje im sprostredkujúce postavenie medzi veporikom a gemerikom už pred vrchnokarbónskym obdobím. Predpoklady Schönenberga (1948) o severozápadnej vergencii štruktúr z oblasti masívu Trešníka boli zrejme základom definovania „vrásy Markušského vrchu" v rôznych litologických obmenách neskoršieho obdobia (Zoubek a Snopko, 1954; Plašienka, 1984; Madarás a Ivanička, 2001, atď.). Opisy obalových hornín série Föderaty v masíve Trešníka (l. c.) sa dobre zhodujú s mezozoickými členmi v oblasti vystupovania komplexu Prednej hole. Horninám obdobnej povahy v oblasti Heľpy, Troch Studní, Malej Pálenice a Telgártu prisudzuje Biely (1961) obalovú pozíciu a permský vek. Takéto riešenie navrhuje i v prípade „prednohoľského" pruhu, ktorý spolu so zvyškami mezozoika radí k föderatskému obalu. Na Horehroní v oblasti Heľpy Klinec a Vozár (1971) priradili bázické tufy a asociujúce klastické sedimenty k permu hronika.



Obr. 2A. Geologický rez 1 – 2 vedený hrebeňom západne od údolia Hnilca. Označenie na obr. 1.

Fig. 2A. Geological cross-section 1 – 2 along mountain ridge west from Hnilec valley. Labeling as in Fig. 1.



Obr. 2B. Geologický rez 3 – 4 pozdĺž Mlynnej doliny.

Fig. 2B. Geological cross-section 3 – 4 along Mlynná valley.

Novú interpretáciu spolu s ucelenejším pohľadom na tektonické procesy spojené s vulkanicko-sedimentárnym súborom na východných svahoch Kráľovej hole, odkiaľ podľa kóty Predná hoľa (1 545,3 m) pochádza i jeho pomenovanie, podáva práca Bajaníka et al. (1979). Vek pracovne vyčleneného „prednohoľského komplexu" bol na základe palinologického výskumu stanovený ako devónsky (Planderová in Bajaník et al., 1979). Prevládajúci materiál tohto horninového komplexu tvoria metamorfované klastické sedimenty – (kremité) pieskovce a arkózy, z menej zastúpených litotypov sú nápadné hlavne produkty subakválneho bázického vulkanizmu. Charakteristická prítomnosť porfyroidov, uvádzaná vo väčšine predchádzajúcich prác, však nebola potvrdená. Plašienka (1984) rešpektuje devónsky vek a menovaný súbor z jadra vrásy Markušky zahŕňa do jej východovergentnej digitácie, ktorá sa takto dostáva do nadložnej tektonickej pozície voči struženíckej jednotke. Zo zhodných tektonometamorfných prvkov v hraničnej oblasti veporika a gemerika autor usudzuje kriedový vek posunu, ktorý je synchrónny s hlavnou fázou alpínskej metamorfózy. Na základe absencie výraznejšej deformácie a starších štruktúrno-deformačných prvkov bolo spochybnené odvodzovanie chočského príkrovu z priestoru medzi veporikom a gemerikom (Plašienka, l. c.).

Predmetný horninový súbor je poňatý na mape Nízkych Tatier (Biely et al., 1992) v zmysle koncepcie Bajaníka et al. (1979) a mezozoikum v jeho nadloží ako föderatské. Vozárová a Vozár (1988) vyčlenili z litologickej náplne „komplexu Prednej hole" fylitické členy so zelenými bridlicami a priradili ich k severoveporidnému kryštaliniku, čo značne pripomína pôvodnú predstavu Kettnera (1937). Z iného pohľadu, geologická pozícia a stupeň deformácie týchto hornín indikujú príslušnosť k permskému obalu veporika (Kováčik, 2004). Deformačné postihnutie daných hornín má výrazný „veporický" charakter, čo bránilo ich začleňovaniu k hronickému karbónu. Tomuto do značnej miery nasvedčovala aj menej obvyklá litologická kompozícia vyznačujúca sa bázickým vulkanizmom, množstvom svetlých arkózovitých metasedimentov a všeobecne prijímanou nadložnou pozíciou juhoveporických mezozoických členov.

V najnovšej geologickej mape východných úpätí masívu Kráľovej hole (Madarás a Ivanička in Mello et al., 2000; Madarás a Ivanička, 2001) sa kartografické znázornenie daného územia javí najviac objektívne. „Komplex Prednej hole" tu bol redefinovaný ako slatvinské súvrstvie vrchnokarbónskeho veku, pôvodne vyčlenené v podloží „rimavického" permu na južnom leme kohútskeho pásma (Vozárová a Vozár, 1982). Z geologického zobrazenia zároveň vyplynulo, že slatvinské, inde rimavské súvrstvie je vlastne rozhraním severného a južného veporika, na ktorom spočíva nasunutý hronický karbón a ďalšie jednotky (Mello et al., 2000).

Geologická charakteristika vyčlenených jednotiek

Geologická mapa predmetného územia je znázornená na obr. 1. Predstavy o geologickej stavbe, vyjadrené tiež na geologických profiloch (obr. 2A, B), sú bližšie komentované v záverečných statiach. V nasledujúcich opisoch horninových typov, očíslovaných podľa poradia v legende, sa viac sústreďujeme na tie, ktoré majú význam v chápaní predostretej problematiky. Svojím spôsobom sme sa snažili vyjadriť poznatky účelovo zamerané predovšetkým na metabázické horniny a asociujúce klastické metasedimenty. Z tohto dôvodu sú tu začlenené aj deformačno-metamorfné procesy a iné informácie, ktoré považujeme za prínosné. Naopak, napr. otázky mezozoických karbonátov alebo kryštalického fundamentu neboli bližšie sledované, dotýkame sa len ich deformačných štruktúr a vzťahu k okolitým horninám. Makroskopické osobitosti karbonátov sú vyjadrené len deskriptívne, najmä pre polohopisnú informáciu pre prípadného bádateľa v mezozoickej problematike.

VEPORIKUM

Kryštalinikum

Deformované granitoidy (karbón)
*(číslo v legende geologickej mapy **16**)*

Sivé strednozrnné, miestami hrubozrnné deformované granitoidy masívu Kráľovej hole tvoria v hrebeňových úsekoch pôsobivé rozoklané bralá (oblasť Martalúzky). Granitoidy hraničia so skúmaným pásmom z JV, kde ich oddeľuje výrazná zlomová línia. Sú charakteristické doskovitou odlučnosťou, zväčša s plytkými úklonmi plôch druhotnej bridličnatosti, vyjadrujúcej penetratívnu alpínsku bridličnatosť. Následkom silnej deformácie sa granitoidy nezriedka pretvárajú v tzv. fylonity. Zóny intenzívnej alpínskej deformácie sa prejavujú výraznými lineárnymi textúrami, pričom prebehla temer úplná premena biotitu na chlorit, intenzívna saussuritizácia plagioklasu a živce obkolesuje novotvorená svetlá sľuda. Pozdĺž extenzných pukliniek v hornine kryštalizoval kalcit, viazaný na allochemický hydrotermálny proces.

Obalové jednotky

Kremité arkózy (vrchný perm) (15)

Bazálne časti obalovej sekvencie budujú svetlé stredno- až hrubozrnné kremité pieskovce až arkózy. Lokálne sa objavujú i polohy jemnozrnných bridlíc, väčšinou tmavších odtieňov, ktoré zapríčiňuje vysoký obsah sericitu. Sericit, často obsahujúci jemný rudný pigment, má zvyčajne zelenkavý pleochroizmus spôsobený vysokým podielom fengitickej zložky. Všeobecne je však odlišovanie týchto hornín od spodnotriasových kremitých klastických typov značne neisté, keďže všetky tieto horniny podľahli alpínskej tektonometamorfóze – z petrografického hľadiska ide väčšinou o kremité metapsamity. Výskyt klastov ružového až červeného kremeňa sme arbitrárne stanovili ako jeden z vodiacich znakov v prospech zaraďovania do permu. K ďalším praktickým ukazovateľom patrí väčšie rozšírenie hornín so zvýšeným obsahom živcových klastov, ale aj

neprítomnosť karbonátov, ktoré sporadicky, aspoň vo forme rauvakizovaných úlomkov, nachádzame v prostredí hrubozrnných spodnotriasových kremencov. V mnohých prípadoch však vyvstáva otázka z druhej strany – ako odlišovať tieto horniny od vybielených vrchnokarbónskych hrubozrnných klastických sedimentov, náležiacich k hroniku (podrobnejšie pozri hronikum).

S vyššou dávkou pravdepodobnosti zaraďujeme k obalovému permu domény JV od k. Úplaz (1 554,6), suť na hrebeni oddeľujúcom Mlynnú dolinu a údolie Hranovnického plesa, ako aj úzky pás pri k. Košiarisko (1 267,5). Všetky výskyty sa nachádzajú uzavreté v spodnotriasových kremencoch alebo na styku s nimi.

Kremence, kremenné pieskovce (spodný trias) (14)

Svetlá, najčastejšie mliečnobiela, niekedy zelenkavá kremencová litológia predstavuje všadeprítomnú súčasť mapovanej oblasti, nezriedka v podobe bralných odkryvov. Vďaka odolnosti voči zvetrávaniu je v odkryvoch dobre čitateľný deformačný štýl (obr. 3), ktorého smer aj intenzitu možno vzťahovať na väčšinu skúmaného pásma. V jemnozrnných typoch kremencov prevažuje základný kremitý matrix s veľkosťou cca 0,02 – 0,05 mm. Kremenné klasty dosahujú v priemere veľkosť do 5 mm, v hrubozrnných varietach aj viac. Ako vedľajšia minerálna súčasť vo forme klastov vystupuje najmä plagioklas, niekedy K-živec či svetlá sľuda. Kremencové súvrstvie možno litologicky i pozične stotožňovať s formálne definovaným lúžňanským súvrstvím (Fejdiová, 1980).

K novotvoreným alpínskym fázam v kremencoch možno povedľa remobilizovaných kremenných žíl radiť až 1 mm zrnká turmalínu, karbonát a miestami i výrastlice albitu. Domnievame sa, že domény sekundárnej albitizácie (± chlorit, ruda) mohli pri zbežnej terénnej rekognoskácii evokovať prítomnosť tzv. porfyroidov, kremitých porfýrov či paleoryolitov. Takéto lokálne fenomény možno pozorovať napr. v úzkych kvarcitových polohách na ľavom úpätí Mlynnej doliny.



Obr. 3. Intenzívne deformovaný spT kvarcit, kde ramená zovretých vrás (AD_1) prechádzajú pod ostrým uhlom do strižných rovín sklonených na juh (AD_2 – smer ceruzky). Lok. cca 500 m JV od k. Predná hoľa (1 545).

Fig. 3. Intense-deformed Lower Triassic quartzite, the limbs of closed folds (deformation stage AD_1) pass into oblique south-vergent shear planes (AD_2) marked by pencil in the upper left edge. Location ca 500 m SE of the e. p. Predná hoľa, 1 545 m.

Slabozelené, lok. pestro sfarbené bridlice až pieskovce (spodný trias) (13)

Vo vyšších horizontoch bývajú kremence nezriedka spestrené verfénskymi bridlicami, ktoré sa nachádzajú vo forme preplástkov až doskovitých polôh. Horizonty bridlíc a pieskovcov sú voči kremencom sýtejšie sfarbené, najčastejšie zelené, niekedy i červenkasté a sivé. Tieto pôvodne x-cm (lok. x-dm) mocné bridlice uprostred kvarcitickej litológie podliehajú prednostne plastickej deformácii za vzniku rozličných asymetrických budín aj vrásových štruktúr. Materiál bridlíc reprezentujú jemnozrnné sericiticko-kremité vrstvičky, po ich okrajoch možno pozorovať rekryštalizáciu v drobných idiomorfných lupienkov muskovitu – fengitu. Prítomnosť svetlej sľudy predstavuje zásadné petrografické rozlišovacie kritérium od niekedy veľmi podobných „prednoholských“ zelených bridlíc. Podobný výzor nadobúdajú klastické sedimenty aj v mylonitových zónach, ktoré sa najčastejšie dajú pozorovať v okrajových častiach kremencov alebo na ich litologickom rozhraní s inými litotypmi. (Domnievame sa, že tieto okolnosti mohli zapríčiniť, že metabázické horniny boli v celej dĺžke predmetnej oblasti vyjadrené ako súvislý úzky pás; Kettner, 1937).

Tmavé rekryštalizované vápence s polohami tmavosivých bridlíc (stredný trias?) (12)

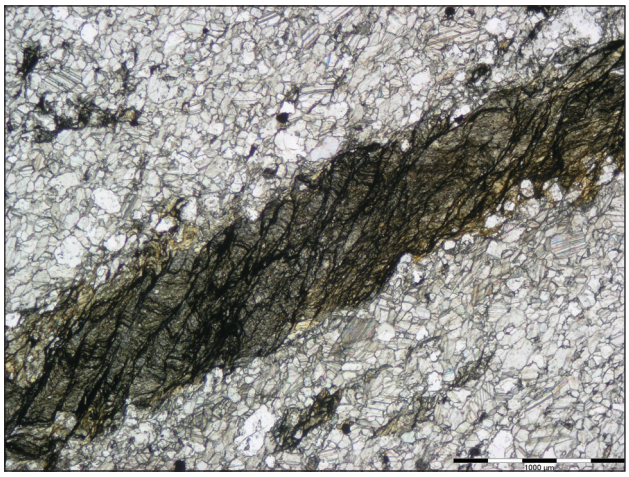
Lavice vápencov sa v nezvetralej podobe vyznačujú striedaním tmavých a svetlých šedých odtieňov, nezriedka sú bituminózne, s pyritovými impregnáciami. Pre tieto vápence sú príznačné polohy dočierna sfarbených pelitických bridlíc (obr. 4 a 5). Karbonáty sú zvyčajne silno rekryštalizované (mramorizované), zatiaľ čo dynamická deformačná zložka sa prednostne uplatňuje v tmavých pelitických polohách (obr. 5). Priemerná zrnitosť kalcitových zŕn dosahuje cca 0,2 mm, miestami je nápadná prínosová kryštalizácia až 2 – 3 mm kalcitu a kremeňa, ktoré niekedy sprevádza albit. Deformované fragmenty jemnozrnných sericiticko-kremitých bridlíc sú tmavé pre vysoký podiel organickej hmoty, ale aj pre systematicky rozptýlený rudný pigment. Vo vápencoch sa vyskytujú tiež karbonátové bridlice s pomerným min. zložením: karbonát > kremeň > sericit (± ílové min.) > ruda > org. uhlík.

V okolí odkryvov či väčších odvalov sa nachádzajú aj úlomky ružovkastých a žltavých vápencov alebo kavernóznych typov – je možné, že ide o individuálne horizonty, ale za pravdepodobnejšie považujeme, že ide len o zvetrané obdoby základných sivých typov. Vápence sa dajú dobre sledovať v defilé novej lesnej cesty pod hrebeňom Holej pálenice nad údolím Hnilca. Úlomky, často do rôzneho stupňa rauvakizovaných karbonátov, sporadicky nachádzame aj na iných miestach, spravidla vo voľnej asociácii s kremencami.



Obr. 4. Zovreté plastické vrásy v sivom vápenci zvýraznené tmavohnedými vyvetrávajúcimi rozvlečenými polohami bridlíc (detailne na obr. 5). Lok.: oblasť Holá Pálenica, horná časť údolia Hnilca.

Fig. 4. Closed ductile folds in grey limestone marked by the dark brown weathered boudinaged pelitic shales (for details see Fig. 5). Location: Area of Holá Pálenica, upper part of the Hnilec valley.



Obr. 5. Vrstvička tmavej bridlice v mramorizovanom vápenci – príklad odlišného správania horninového materiálu („kompetencia/nekompetencia“) v deformačnom poli: kalcit rekryštalizuje na neorientované zrná, v bridlici vzniká priečna kliváž (neskrížené nikoly).

Fig. 5. Lamina of dark schist in recrystallized limestone – illustrative example of different behaviour in deformation field in microscale: calcite recrystallizes into coarse grains (marbled “competent” material), whereas within “incompetent” pelitic shale new cleavage originates (parallel nicols).

Sivé vápence, dolomity (trias – jura?) (11)

Vztýčené východy sivých vápencov, niekedy so zelenkavým nádychom, tiež nájdeme v širšej oblasti Mlynného potoka a hrebeňa Pálenica, kde sa stýkajú s úzkym pásom spT kremencov (14) a metabázických hornín (7). Taktiež sa tu objavujú rauvaky a dožlta či dočervena vyvetrávajúce typy. V lokálnych úsekoch tejto zóny, ako aj v oblasti Smrečinského sedla sa karbonáty dostávajú do priameho kontaktu s metabázikami. Pruh na styku s klastickými sedimentmi bol paušálne zaradený do tejto položky, i keď ho zrejme buduje viacero litostratigrafických typov karbonátov. Oproti predchádzajúcemu opisu (12) sa tu javí o niečo nižší alpínsky metamorfný postih a v litologickej suite nie sú pri zbežnom pohľade typické tmavé vápence s takým množstvom sivočiernych bridlíc ako v údolí Hnilca.

HRONIKUM

Vrchný karbón

Za vrchný karbón hronika sa v skúmanom pásme – v podloží karbonátov silického a hronického systému – považuje pruh sedimentárnych hornín, znázornený zhodne na obidvoch posledne publikovaných geologických mapách (Biely et al., 1992; Mello et al., 2000). Označuje sa ako nižnobocianske súvrstvie, ktoré buduje spodnú stratigrafickú jednotku v rámci ipoltickej skupiny (Vozárová a Vozár, 1979).

V danom teréne nie je v klastických epikontinentálnych sedimentoch, navyše nezriedka deformovaných, vždy jednoznačné stanoviť ich vekovú či tektonickú príslušnosť. S prihliadnutím na staršie zobrazenia (Kettner, 1937; Biely, 1956) sme vrchným karbónom hronika nahradili prakticky celú „prednohoľskú formáciu“. Toto poňatie vyplynulo z litologického štúdia a odlišnej štruktúrnotektonickej koncepcie územia. V hrubých rysoch možno pozorovať, že v spodných častiach má prevahu jemnejší materiál, zatiaľ čo vo vyšších častiach súvrstvia sa hojnejšie vyskytujú hruboklastické a konglomerátové polohy. Taktiež sa ukazuje, že metabázické horniny sú prednostne viazané na spodné horizonty danej sekvencie.

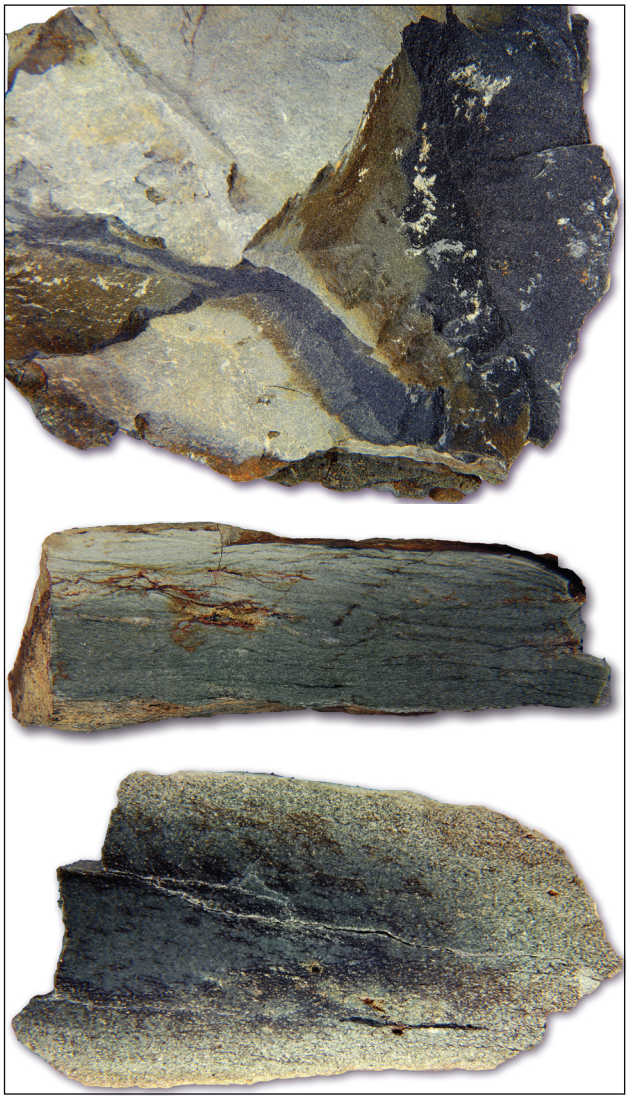
Problematiku rozlišovania skúmaných hornín do istej miery zahaľuje aj predpokladaný odlišný spôsob zvetrávania smerom do vyšších nadmorských výšok. Vo vyšších polohách je príznačné vybieľovanie hornín (obr. 6), ktoré sa na povrchu hornín prejavuje x-mm až x-cm širokou svetlou zónou, postupne prechádzajúcou do primárne tmavej horniny predpokladaného hronického karbónu. Bolo pozorované aj markantné vyblednutie čiernych bridlíc (horná vzorka na obr. 6). Nezriedkavý fenomén vybieľovania vo vyšších polohách – okolo 1 300 – 1 550 m, je zrejme zapríčinený vyšším ročným úhrnom zrážok a nízkou priemernou teplotou(?). Dôležitú úlohu tiež zohráva kyslá reakcia zrážok, ktoré v málo zalesnených vrcholových polohách nie sú do takej miery pufrované rozkladajúcou sa biomasou ako v nižších polohách s bohatým vegetačným pokryvom (D. Bodiš, ústna inf.).

Jemnozrnné pieskovce, zrnité arkózové pieskovce a nerozlíšené klastické sedimenty (8)

Pri rozpoznávaní hronických klastických sedimentov sme využívali tieto terénne litologické znaky: zvýšený podiel sivých jemnozrnných pieskovcov a čiernych bridlíc; výskyt konglomerátových horizontov; čierne bridlice, nezriedka vystupujúce ako intraformačné klasty v hrubších pieskovcoch (obr. 7, 8); v pieskovcoch prevaha jemnozrnného matrixu nad klastami; klasty v pieskovcoch dosahujú zvyčajne menšie rozmery (0,1 – 0,3 mm); výskyt

drobných teliesok ultrajemných „silicitov“ a sivozelenkavých andezitov-dacitov (obr. 10); lokálne prítomné hrubšie zrnité kvarcity obsahujúce klasty čiernych kremeňov; rôznorodé typy pieskovcov majú na plochách bridličnatosti príznačne rozptýlený jemný klastický muskovit.

Monotónne sivé *jemnozrnné pieskovce* (obr. 6 v strede) tvoria charakteristickú súčasť horninovej náplne tohto bezkarbonátového bazénu. Zvyčajne sú masívne,



Obr. 6. Príklady postupného vybieľovania rozličných litologických typov, priradených k hronickému karbónu. Hore – čierna bridlica (Strateník, oblasť chaty Špaldová); v strede – vo vrchných častiach zosvetľovanie sivého jemnozrnného pieskovca; naspodku – nízkometamorfovaný bázický vulkanit, kde vybieľovanie postupuje za zvýrazňovania albitických zŕn (obidve vz. východný hrebeň Prednej hole).

Fig. 6. Illustration of gradual bleaching-out of various lithologic types attributed to Carboniferous of Hronicum. The upper part – black schist (Strateník, in the vicinity of Špaldová chalet); in the centre – grey fine-grained (meta)sandstone is bleached near the upper surface; in the bottom – weakly metamorphosed basic volcanic material is gradually bleaching-out with expressed albitic grains (both samples are from the eastern mountain ridge of e. p. Predná hoľa, 1 545 m).

niekedy nadobúdajú bridličnatú povahu, zapríčinenú predovšetkým dynamickými deformačnými pochodmi. Tvoria polohy s mocnosťou až v 10-kach m, nezriedka sú prevrstvované hrubšími arkózovitými pieskovcami alebo čiernymi bridlicami. Jemnozrnné pieskovce petrograficky predstavujú sericitické kremité bridlice s roztrúsenými drobnými klastami kremeňa, menej muskovitu a plagioklasu. Pomer pelitickej základnej hmoty ku klastickej zložke zvyčajne prevyšuje 2 až 3, niekedy aj viac. Veľkosť klastických zŕn sa najčastejšie pohybuje okolo 0,1 – 0,3 mm, klasty bývajú v individuálnych litologických varietach viac-menej rovnomerne zrnité. Slabšiu veľkostnú vytriedenosť možno pozorovať pri veľkosti klastov nad cca 0,5 mm. Tmavosivá farba hornín je spôsobená jemne dispergovanou organickou hmotou, ako aj systematicky roztrúsenými drobnými rudnými zrnkami. Na stmavnutí jemnozrnných hornín sa podieľa aj ich deformácia – v rezoch paralelných s lineáciou badať splošťovanie (tlakové rozpúšťanie) kremenných zŕn a relatívne obohacovanie sericitom a tmavými reziduálnymi fázami. Lokálne väčší podiel hypidiomorfných klastov plagioklasu alebo chlorit naznačujú vulkanickú prímes. V horninovej asociácii sa tiež nachádzajú veľmi jemnozrnné bridlice hodvábneho lesku, ktorý nadobúdajú vďaka zvýšenému obsahu sericitu. V mnohých prípadoch ide však tiež o mylonity-ultramylonity.

Ďalšou významnou súčasťou daného sedimentárneho súboru sú *strednozrnné pieskovce*, zväčša svetlé, arkózovej povahy. Makroskopicky sa vyznačujú niekoľkomilimetrovými lupeňmi klastickej sľudy, objavujú sa tu závalky čiernych bridlíc a hrubozrnného kremeňa. Sedimenty bývajú menej vytriedené, podiel klastickej zložky je v porovnaní so základnou hmotou zhruba vyrovnaný, avšak vo viacerých prípadoch je zrejmé, že časť jemnozrnnej základnej hmoty (sericit-kremeň-albit?) vzniká premenou väčších plagioklasových zŕn. Veľkosť klastov sa pohybuje v rozmedzí od 0,2 – 0,3 až po 1 – 2 mm klasty kremeňa, ktoré sú občas zaoblené. Minerálnu náplň zhruba reprezentuje: kremeň > plagioklas > muskovit (+sericit) ~ K-živec (šachovnicový albit) >> opakné min. > akc. min. (zirkón...), ojedinele sa objavujú zvyšky biotitu. Minerálna asociácia vcelku indikuje granitoidné horniny ako zdrojový materiál. Horniny sú niekedy tiež deformačne usmernené, kremenné klasty získavajú asymetrické diskovité tvary, muskovit býva detailne poohýbaný. V „meta“pieskovcoch lokálne badať znaky *s-c* stavby. K nápadným novotvoreným fázam patrí okrem hydrotermálnej mineralizácie (spravidla kremeň, karbonát, albit, chlorit ± ruda) hnedý turmalín.

Čierne bridlice (9)

Tmavosivé až čierne bridlice sú charakteristickým litologickým členom vrchnokarbónskeho súvrstvia (obr. 6 hore). Takto označujeme horniny s relatívne najvyšším podielom org. uhlíka, čím sa ich pomyselne snažíme odčleňovať od tmavých deformovaných jemnozrnných pieskovcov. Horninotvorný minerálny substrát reprezentuje jemnozrnný (cca 0,03 mm) kremeň a sericit, zastúpené v premenlivom pomere. V lokálnych prípadoch nemožno vylúčiť bázickú tufogénnu prímes, indikovanú veľmi jemnozrnným chloritom. Pôvodne masívnym horninám

nezriedka vtláčajú usmernenie plochy deformačnej bridličnatosti. Miestami sa objavuje aj lineácia, občas i križovanie dvoch systémov lineácií (napr. úlomky v širšom okolí Fiľovského sedla, 1,5 km západne od Vernára). Naprieč bridličnatosti sa vzácne vyvíja druhotný chlorit či muskovit s veľkosťou 0,1 – 0,2 mm, čo pripisujeme hlavnej fáze alpínskej rekryštalizácie. Zrejme topominerálny vplyv čiernych bridlíc zohráva dôležitú úlohu v hojnejšom uplatňovaní zrudnenej hydrotermálnej žilnej mineralizácie v tomto litotype.



Obr. 7. Neusporiadaná textúra hrubozrnného polymiktného konglomerátu (lok. 1 km západne od horárne Potoky).

Fig. 7. Disordered structure of the coarse polymict conglomerate. Location: 1 km west of the gamekeeper´s house Potoky.



Obr. 8. Deformovaný konglomerát arkózového zloženia (druhotne vybielený) so sploštenými klastami kremeňa a čiernej bridlice (lok.: 500 m východne od k. Predná hoľa, 1 545).

Fig. 8. Deformed coarse arkosic conglomerate (secondarily bleached) with clasts of quartz and intraclasts of black schists. Location: 500 m east of e. p. Predná hoľa, 1 545 m.

Konglomeráty, hrubozrnné kremité pieskovce (10)

K markantným litologickým znakom chočského karbónu prináležia až x-m mocné lavice hrubozrnných pieskovcov až kremitých mikrokonglomerátov. Zväčša ostrohranné klasty kremeňa dosahujú niekoľkocentimetrovú veľkosť (max. 10 cm), nezriedka sú prítomné i živce, zvyčajne do cca 1 cm veľkosti. V hruboklastických fáciách pieskovcov-konglomerátov sú povedľa predkarbónskeho zdrojového materiálu charakteristické intraformačné litoklasty, zložené z prakticky celého litologického inventára tohto vrchnokarbónskeho súvrstvia. V svetlej kremitej základnej



Obr. 9A. Vybielený, jemne zvrásnený laminovaný bázický tufit s vrstvičkami obohatenými hematitom (hrebeňová cesta 1 km VSV od k. Predná hoľa, 1 545).

Fig. 9A. Partly bleached, gently folded basic tuff with laminae rich in hematite (mountain ridge road 1 km ENE of e. p. Predná hoľa, 1 545 m.



Obr. 9B. Naleštený prierez horniny z obr. 9A. V tmavozelených laminách prevažuje chlorit, vo svetlejších albit (± kremeň, sericit); čierny hematit sa vyskytuje viac-menej vo všetkých vrstvičkách; v hornej časti preniká hydrotermálny kalcit a kremeň.

Fig. 9B. Polished section of the rock in Fig. 9A: Chlorite prevails in dark green laminae, lighter green laminae are enriched in albite (± quartz, sericite); omnipresent black hematite is in greater extent concentrated in some layers; in the upper part the hydrothermal calcite and quartz (light phases) penetrate the rock.

hmote sú nápadné najmä čierne bridlice (obr. 7), tmavosivé pieskovce, vzácne i vulkanické produkty. Klasty bývajú nezriedka druhotne deformované, tektonicky vyvlečené (obr.8), s lokálnym vývojom asymetrických klastov a horninových lineácií. V hruboklastických kremitých sedimentoch býva dobre vyvinutá lineárna zložka deformácie, zatiaľ čo plochy druhotnej bridličnatosti tu zväčša nevidno. Niekedy sa v prostredí tmavých pieskovcov či čiernych bridlíc vyskytujú homogénne, gradačne netriedené, x-m mocné polohy kvarcitických mikrokonglomerátov s príznačnými čiernymi kremennými klastami, dosahujúcimi veľkosť hrachu (napr. hrebeň 1 km severne od horárne Potoky).

Nízkometamorfované bázické vulkanity, tufy a zelené bridlice vcelku (6)

Prevažnú väčšinu tmavozelených bázických hornín hodnotíme ako *bázické tufy*, prípadne *tufity*, ktoré možno v súlade so staršími prácami označovať ako chloritické a epidoticko-chloritické bridlice. Základná hmota bázických tufov je veľmi jemnozrnná, priemerná zrnitosť základných minerálnych zložiek sa pohybuje v rozsahu 0,02 až 0,05 mm. Horniny sú zvyčajne masívne, niekedy majú jemne *laminovanú textúru*, nápadné bývajú laminy zložené z hematitu, niekedy spekularitu (obr. 9A, B), veľmi pravdepodobne vulkanicko-exhalačného pôvodu.

V základnej hmote hornín prevláda chlorit, albit a niekedy kremeň. Príznačná je prítomnosť epidotu a titanitu. Z opaktných minerálov je najhojnejší hematit alebo magnetit, menej sa vyskytuje ilmenit a len ojedinele sa objavuje bezrudná hornina. Vrstvičky s drobným muskovitom, kremeňom, lokálne aj uhlíkatá prímes svedčia o sedimentárnej prímesi v tufite. V druhotnej forme sú nesystematicky zastúpené: kalcit, kremeň, albit, chlorit (II), biotit, muskovit, K-živec, epidot, zoisit, hematit a pod.. V niektorých horninách bol identifikovaný jemný novotvorený aktinolit (tab. 1, prvé dva stĺpce), ktorý spájame s vrcholovými podmienkami alpínskej regionálnej metamorfózy tohto horninového komplexu.

Drobné telesá andezitu („keratofýru“) – dacitu(?) (7)

K príznačným, aj keď zriedkavým horninovým typom patria šošovky hydrotermálne alterovaných slabozelenkavých vulkanitov s *voštinovou textúrou* (obr. 10). Zrejme predstavujú intermediárne efuzíva, pravdepodobne s rekryštalizovaným sklom. Vyskytujú sa zväčša v prostredí hrubozrnných pieskovcov, miestami konglomerátov s klastami čierneho kremeňa. V mikroskope bývajú horniny homogénne, zakalené premenami a limonitizáciou. Základná zrnitosť dosahuje okolo 0,5 mm, plagioklas lok. 1 mm. Minerálna náplň: kyslý plagioklas >> kremeň (cca 5 %) > chlorit > titanit, sericit, klinozoisit – posledné dva min. sú produktom premeny plagioklasu. Plagioklas má spravidla albitické zloženie, ktoré však nemožno odvodiť len z alpínskych premien. V záverečnej kryštalizácii magmy subsolidové „autometasomatické“ reakcie pravdepodobne zapríčinili albitizáciu primárne viac bázických plagioklasov.

V celkovo málo pestrej litológii bázických hornín sa sporadicky objavujú 1 – 3 mm výrastlice plagioklasu a/alebo amfibolu, pripomínajúce primárne magmatické textúry (obr. 9). Pôvodný, základný amfibol (obr. 11A, B) vyznačujúci sa zeleným alebo hnedastým pleochroizmom má chemické zloženie, ktoré sa väčšinou premieta do hraničnej oblasti poľa aktinolitu a hornblendu (tab. 1; Leake et al., 1997). Bez ohľadu na to, ako vnímame genézu tohto základného amfibolu (prikláňame sa k neskoromagmatickej modifikácii primárneho amfibolu), jeho metamorfné premeny sa zhodujú s alpínskymi premenami okolitých hornín. V procese alpínskej tektonometamorfózy býva zatláčaný bezfarebným aktinolitom, chloritom, občas epidotom. Minoritnú, ale pozoruhodnú magmatickú fázu predstavuje kearsutit (predposledný v tab. 1), hnedý amfibol obohatený Ti. Podobnou reliktnou fázou je zrejme i Fe-hornblend (posledný stĺpec). Odlišovať prípadné devitrifikované sklo od jemnozrnných premien bázického plagioklasu nie je prakticky možné. Pomerné min. zloženie: plagioklas >> amfibol > epidot-klinozoisit > chlorit ~ ruda, kremeň, drobné premeny. Horniny možno teda klasifikovať ako *andezity*, avšak pre albitickú kompozíciu plagioklasu je azda príhodnejší tradičný termín „keratofýr“. V jednom prípade hornina pripomína *„mikrodiorit“* či tzv. „andezitový porfýr“. V inom ojedinelom výskyte prítomnosť drobných výrastlíc (magmatického?) kremeňa zasa naznačuje príslušnosť k *dacitom*. Prítomnosť syngenetického dacitovo-andezitového vulkanizmu v nižnobocianskom súvrství dokladovali aj iné práce (napr. Vozárová, 1981).



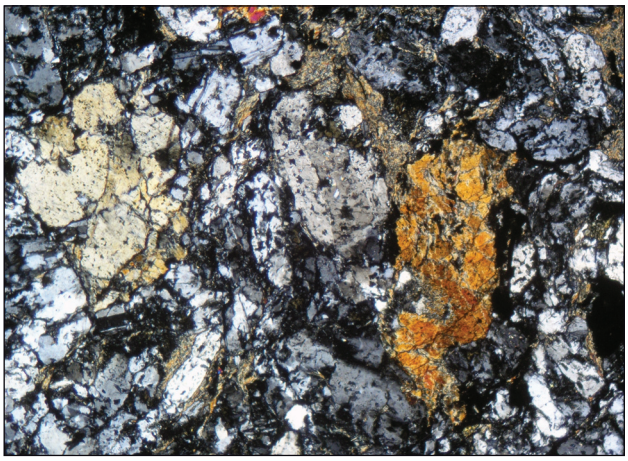
Obr. 10. Voštinovo vyvetrávajúci typ intermediárneho vulkanitu radený medzi horninové typy vrchného karbónu hronika (roztrúsené bloky 1 km západne od horárne Potoky).

Fig. 10. In studied rock-assemblage, considered as the Hronicum Upper Carboniferous, the intermediate volcanics of fairly symptomatic honeycomb weathering structure occur. Location: Scattered blocks 1 km west of the gamekeeper´s house Potoky.

Gabrodioritový porfyrit (vrchný karbón? – spodný perm)(5)

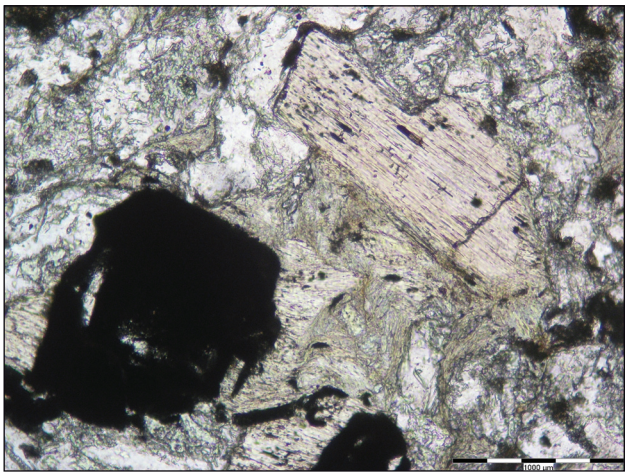
Hrubšie zrnité horniny známe pod označením „chočský diorit“ boli začlenené do permu vzhľadom na občasný

výskyt drobných žíl v permských sedimentoch, najmä však pre geochemicko-petrografickú afinitu k vulkanitom tzv. II. erupčnej fázy (Vozárová a Vozár in Biely et al., 1997; Demko a Olšavský, 2005). Na rozdiel od predchádzajúcich (meta)bázických hornín majú tieto horniny subvulkanickú či až plutonickú „dioritovú“ štruktúru a obsahujú cca 2 – 3 mm výrastlice pyroxénu, ale aj amfibolu. Primárny amfibol (obr. 12A, B; tab. 1) býva hnedý alebo sýtozelený, charakteristickou súčasťou hornín býva magnetit a apatit. Obdobne ako pri predchádzajúcich (paleo)andezitov, aj tu sa vyskytujú výrastlice amfibolu aktinolitového zloženia, najskôr neskoromagmatického pôvodu (tab. 1, 4. stĺpec).



Obr. 11A. Štruktúra málo premeneného paleoandezitu, zložená z kyslého plagioklasu a amfibolu (skrížené nikoly, lok. ľavá strana Mlynnej doliny, západne od Vernára).

Fig. 11A. Structure of relative weakly altered paleoandesite (crossed nicols) composed of acidic plagioclase and amphibole. Location: Left side of the Mlynná valley, west of Vernár village.



Obr. 11B. Syndeformačná premena staršieho amfibolu aktinolitického zloženia (krémový) na zelenkavý chlorit a vláknitý aktinolit (pozri tiež tab. 1), ktoré sa nachádzajú medzi primárnym amfibolom a sekundárnymi rudnými fázami (neskrížené nikoly, lok. dtto).

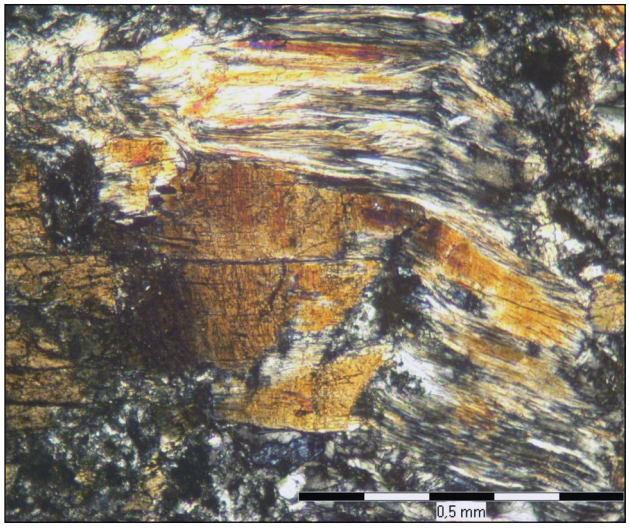
Fig. 11B. Syndeformation transformation of host actinolitic amphibole (beige) into greenish chlorite and fibrous actinolite (see also Tab. 1), located among primary amphibole and secondary ore grains (parallel nicols, loc. as in Fig. 11A).

Všadeprítomné premeny plagioklasu ústia do jeho albitického zloženia (bližšiu informáciu o deformačnom štýle a premenách týchto hornín pozri v nasledujúcej kapitole).

Perm

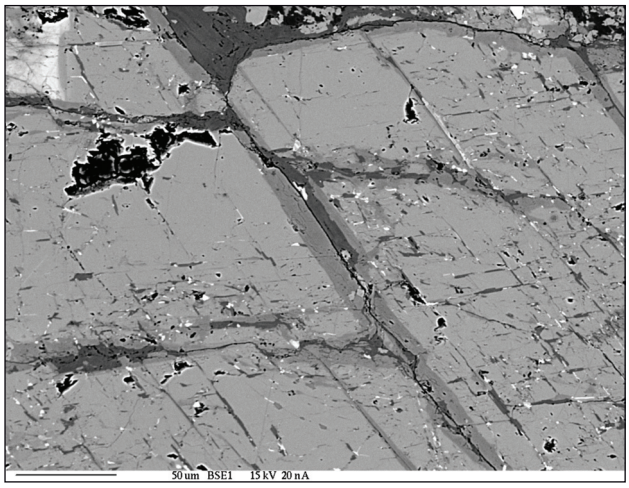
Bordové pieskovce, ílové bridlice (4)

Charakteristické hnedofialové, niekedy do sivozelena vyvetrávajúce sedimenty malužinského súvrstvia (sensu



Obr. 12A. Deštruovaná výrastlica hnedého amfibolu za vzniku chloritu, klinozoisitu, albitu a novotvoreného bezfarebného amfibolu (chemické zloženie obidvoch amfibolov v tab. 1), skrížené nikoly (zárez cesty v údolí Hnilca v nadmorskej výške 1 085 m).

Fig. 12A. Destructed phenocryst of brown amphibole with simultaneous generation of colourless new amphibole (chemical composition of these amphiboles is stated in Tab. 1); crossed nicols. Location: Road-cut in the Hnilec valley, alt. 1 085 m.



Obr. 12B. Premena primárneho amfibolu na novotvorený aktinolit (sivý) a Mg-chlorit (tmavosivý), postupujúca pozdĺž poruchových zón (skenová snímka, lok. dtto).

Fig. 12B. Transformation of primary amphibole to newly-formed chlorite (grey) and Mg-chlorite (dark-grey) passing along failures (scanning image, loc. as in Fig. 12A).

Tab. 1
Prehľad zloženia amfibolu v metabázických horninách
Representative composition of amphiboles in studied metabasic rocks

Typ amf. hornina	Novotvor. lamin. tuf	Novotvor. lamin. tuf	Novotvor. diorit	Novotvor. l diorit	Primárny diorit	Primárny andezit	Relikt. fáza andezit	Relikt. fáza andezit
SiO_2	53,68	55,957	56,84	52,54	44,47	52,43	38,05	45,39
Al_2O_3	1,42	0,748	0,72	2,88	9,54	3,858	13,56	8,86
TiO_2	0,29	0,04	0,03	0,766	3,05	0,917	6,03	1,34
Cr_2O_3	0,03	0,11	0	0,03	0	0,261	0,05	0,26
MgO	13,34	17,442	19,32	15,89	16,31	16,247	10,53	9,6
FeO	16,08	10,458	7,68	13,28	9,71	10,694	14,03	18,1
MnO	0,56	0,258	0,23	0,16	0,12	0,2	0,19	0,23
CaO	10,89	12,429	13,32	11,17	11,04	12,789	11,56	11,95
Na_2O	0,738	0,378	0,08	0,97	2,86	0,712	2,64	1,33
K_2O	0,08	0,022	0,03	0,24	0,6	0,13	0,42	0,82
Suma	97,108	97,842	98,25	97,926	97,7	98,238	97,06	97,88
Si	7,867	7,94	7,929	7,572	6,346	7,477	5,757	6,774
Al^{IV}	0,133	0,06	0,071	0,428	1,604	0,523	2,243	1,226
Ti^{IV}					0,05			
(T)	8	8	8	8	8	8	8	8
Al^{VI}	0,111	0,065	0,048	0,061		0,125	0,175	0,333
Ti	0,032	0,004	0,003	0,083	0,277	0,098	0,686	0,15
Cr	0,003	0,012	0	0,003	0	0,029	0,006	0,03
Mg	2,915	3,69	4,018	3,414	3,469	3,454	2,375	2,135
Fe^{2+}	1,939	1,229	0,896	1,439	1,159	1,275	1,758	2,259
Mn			0,027		0,015	0,019		0,029
(C)	5	5	4,992	5	4,92	5	5	4,936
Fe^{2+}	0,031	0,021		0,161			0,018	
Mn	0,069	0,031		0,019		0,005	0,025	
Ca	1,71	1,89	1,991	1,725	1,688	1,954	1,874	1,911
Na	0,19	0,067	0,009	0,095	0,312	0,041	0,083	0,089
(B)	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,02	0,037	0,012	0,177	0,478	0,156	0,693	0,296
K	0,015	0,004	0,005	0,045	0,11	0,024	0,082	0,156
(A)	0,035	0,041	0,017	0,222	0,588	0,18	0,775	0,452
M/MF	0,59	0,75	0,82	0,68	0,75	0,73	0,57	0,49
Klasif. amf.	aktinolit	aktinolit	aktinolit	aktinolit blízko hbl	magnesio--hastingsit	Mg-hbl až aktinolit	kaersutit	hbl (inklin. k edenitu)

Vysvetlivky: Naľavo v tabuľke sú novotvorené alpínske aktinolity; 4. stĺpec neurčitý „prechodný“ typ; posledné štyri stĺpce – príklady pestrejšieho zloženia primárnych magmatických typov amfibolu. Pre klasifikačné účely (Leake et al., 1997) bol štruktúrny vzorec prepočítaný na 23 kyslíkov (hbl – hornblend).

Explanations: On the left in the table the newly-formed Alpine actinolites are presented; the “transitive” type of amphibole is presented in column 4; the last four columns – varied composition of primary “magmatic” amphiboles. For classification purposes (Leake et al., 1997), the structural formula was recalculated per 23 oxygens (hbl – hornblende).

Vozárová a Vozár, 1979) sa dotýkajú sledovaného územia na SV okraji. Perm hronika buduje normálne nadložie vrchnokarbónskeho (nižnobocianskeho) horninového súboru, aj keď je na danom cípe voči iným jednotkám ohraničený zväčša zlomovou tektonikou.

SILICIKUM

Vyššie opísané klastické horninové súbory sú od nadložnej masy karbonátov silicika (s.l.) oddelené pozdĺž strmého zlomu, kde sa výrazne uplatnil vertikálny pohyb. Denominácia silicikum je prevzatá z regionálnych geologických máp (Biely et al., 1992; Mello et al., 2000). Problematiku ohľadne tektonického začlenenia, vekových a faciálnych otázok tohto typu mezozoika nájdeme vo vysvetlivkách k menovaným geologickým mapám (napr. Havrila in Mello et al., 2000a a Biely in Biely, Bezák et al., 1997).

Paleoryolit (spodný trias) (3)

Prítomnosť drobného telesa dookrova navetrávajúcich ružovkastých ryolitov bola potvrdená na SV úpätí k. Barbolice (1 013) východne od Vernára. Mikroskopicky ide o zakalenú, premenenú horninu s ťažko identifikovateľnými fázovými vzťahmi. Má vysoký podiel vulkanického skla s fluidálnou štruktúrou, ktorá je pravdepodobne tiež modifikovaná pohybmi v následných tektonických deformáciách. Vyskytujú sa tu aj znaky sférolitickej štruktúry s kryštalizáciou drobného chalcedónu (?). Sklo je zväčša devitrifikované na jemnozrnnú zmes kremeňa, živcov a Fe-oxidov. Vo výrastlicovej forme vystupuje albit, pravdepodobne ortoklas, ako aj zrná kremeňa. Viac-menej pravidelne obmedzené cca 1 mm sericitické pseudomorfózy, niekedy obkolesované hematitom, pravdepodobne zastupujú úplne premenený biotit.

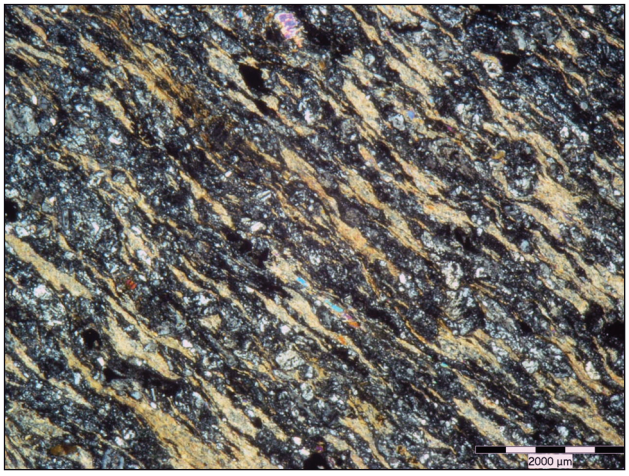
Karbonátové súvrstvia (trias) (2)

Mezozoickými karbonátmi vyššieho príkrovu sa nezaoberáme, pri kontakte so skúmanými horninovými súbormi SV od Starého Vernára (dnes dolná stanica lyžiarskeho vleku) nás zaujala subvertikálna pozícia týchto vrstiev. Najlepšie ich možno sledovať v rohovcových vápencoch s obohatenými tmavými pieskovcovými polohami. Orientačne pozorovaný VSV – ZJZ štruktúrny priebeh karbonátových litologických členov prebieha konformne s ostatnými podložnými jednotkami.



Obr. 13A. Tektonická melanž v pohorelskej strižnej zóne obsahuje aj intenzívne deformovaný (fylonitizovaný) „chočský diorit", mikrofoto na snímke 13B (SV hrebeň k. Predná hoľa, 1 545).

Fig. 13A. Tectonic melange in the Pohorelá shear-zone includes also intensively deformed sub-volcanic gabbro-diorite, typical for Hronicum; see microphoto in Fig. 13B (NE ridge of Predná hoľa e. p.).



Obr. 13B. Duktilnú deformáciu charakterizuje rozklad plagioklasu na usmernené sericitické šmuhy a premena výrastlíc pyroxénu (svietiaci relikt v strede horného okraja) a amfibolu (amf I) na zhluky chloritu a aktinolitu (amf II, tab. 1; skrížené nikoly).

Fig. 13B. Ductile deformation is characterized by decomposition of plagioclase into oriented sericitic pseudomorphs and transformation of pyroxene (light relic in the centre of upper edge) and amphibole (amph I) into clusters of chlorite and actinolite (amph II) (crossed nicols).

ALPÍNSKE PROCESY – PETROLOGICKÉ A ŠTRUKTÚRNO-DEFORMAČNÉ ASPEKTY

Metamorfóza bázických tufov a andezitov. Prítomnosť aktinolitu v asociácii s chloritom a epidotom, za prítomnosti albitu a kremeňa, nasvedčuje dosiahnutiu metamorfného stupňa vo fácii zelených bridlíc. Petrologické spracovanie bázických tufov až tufitov (Kováčik, 2004) dokumentuje, že vývoj veľmi jemnozrnnej základnej minerálnej paragenézy chlorit – epidot – albit – titanit ± kremeň ± aktinolit ± magnetit ± ilmenit ± (muskovit, uhlíkatá hmota) bol stimulovaný prínosom fluíd so zvýšeným obsahom alkálií, kremeňa, horčíka a karbonátových komponentov. Stupeň alpínskej rekryštalizácie odhadujeme na 280 – 320 °C pri tlaku cca 2 – 3 kb, čo podporuje aj celkový charakter deformácie. V andezitických horninách („keratofýry") je lokálna premena primárnych amfibolov na aktinolit (obr. 11B) prakticky identická s dynamometamorfnými premenami gabrodioritového porfyritu. Metamorfné podmienky sú generálne o niečo vyššie ako je stanovený prechod z prehnit-aktinolitovej a pumpellyit-aktinolitovej fácie na fáciu zelených bridlíc (Frey et al., 1991; Powell et al., 1993). Na tieto premeny je miestami naložený nízkotermálny hydrotermálny proces, ktorý je sprevádzaný nápadným nárastom MgO a SiO_2.

Metamorfóza gabrodioritového porfyritu. V „chočskom diorite" možno taktiež pozorovať v určitých zónach alpínske premeny, ktoré v tejto oblasti presahujú pole stability pumpellyitu (Kováčik, 2011a). Ide najmä o vývoj chloritu a aktinolitu (obr. 12A, B), ktoré pripomínajú retrográdnu metamorfózu typickú pre amfibolické horniny veporického kryštalinika. Novotvorený, zvyčajne bezfarebný aktinolit sa vyznačuje voči predchádzajúcej generácii amfibolov znížením obsahu titánu, hliníka, alkálií a zvyčajne aj železa (tab. 1). Vyhranenú deformáciu so znakmi duktilného pretvorenia ilustrujú obr. 13A a 13B. Hornina nadobudla penetratívnu druhotnú bridličnatosť, nezriedka s detailnými strižnými vráskami. Rozvlečené pyroxény a ich premeny do formy asymetrických klastov nesporne poukazujú na dynamometamorfózu vo fácii zelených bridlíc.

Porovnanie stupňa alpínskej metamorfózy v horninách veporika, hronika a silicika

Ocenenia metamorfných podmienok metabázických hornín sa viac-menej zhodujú s teplotnými údajmi získanými rôznymi metódami z klastických súvrství obidvoch veporických obalových oblastí (Plašienka et al., 1989; Korikovskij et al., 1992), aj keď – najmä v ostatnom období – tlakové údaje sú chápané značne vyššie (Korikovskij et al., 1997). Rekryštalizačné prejavy vo vrchnom paleozoiku hronika (Vrána a Vozár, 1969; Plašienka et al., 1989) sú síce z hľadiska metamorfných podmienok posudzované o niečo nižšie, ale svojou deformačne-rekryštalizačnou povahou nie sú významne odlišné od vyššie študovaných premien.

Sporadický výskyt epidotu, chloritu a aktinolitu v skúmaných bázických horninách hronika možno najskôr odôvodňovať situovaním týchto hornín v blízkosti pohorelskej strižnej zóny. Odhadované p-T podmienky

a najmä deformačný štýl znesú prirovnanie so stanoveniami podmienok alpínskej metamorfózy v kohútskom kryštaliniku (teplota cca 350 – 500 °C, tlak 2,5 – 4 kb a vek okolo 86 – 89 Ma; Kováčik et al., 1996).

Niekoľko orientačných štruktúrnych meraní v strmo sklonených karbonátoch (č. 2 na obr. 1) v jednotke „silicika" vykazuje identický alpínsky deformačný smer ako horniny obalového veporika a hronického karbónu, čo by mohlo evokovať úvahu o spoločnom tektonickom prepracovaní. Možno predpokladať, že tu prebiehajú aj mladšie poruchy, kopírujúce pohorelský systém. Na druhej strane si uvedomujeme, že aj v silickom systéme, konkrétne v turnaiku, existujú zóny silnej alpínskej deformácie (napr. v doline Blhu východne od Hnúšte), aké nie sú známe vo vyšších častiach silického (s. l.) príkrovu. V tomto ohľade sú pozoruhodné výsledky štúdia rauvakov spod Muránskej planiny, kde vzniká novotvorený flogopit, datovaný na 85 až 91 mil. rokov a p-T hodnoty plynnokvapalných uzavrenín sú udávané na cca 200 – 400 °C pri tlaku cca 1,5 – 3,5 kb (Milovský et al., 2007). Sú tu opísané také novotvorené minerály, aké považujeme za alpínske novotvorené fázy v kohútskom metamorfnom kryštaliniku (Kováčik et al., l. c.). Tieto údaje nevylučujú možnosť, aká sa črtá v prípade bazálnych častí hronika, že alpínska tektonometamorfóza veporika prebiehala po umiestnení vyšších príkrovov, alebo – pravdepodobnejšie – bola synchrónna s ich umiestňovaním.

Štruktúrno-metamorfné poznámky s diskusiou

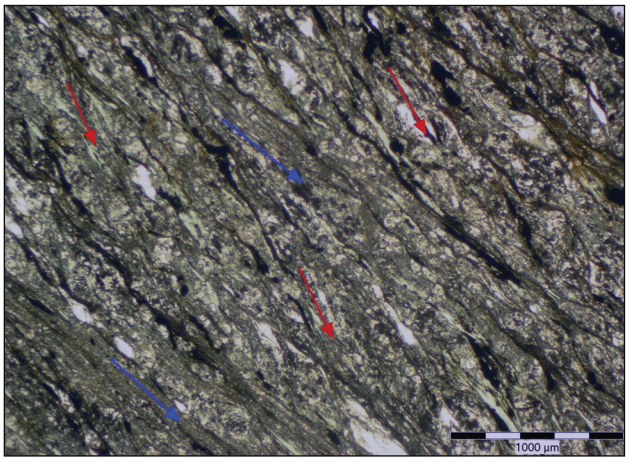
Deformáciu skúmaného horninového komplexu možno porovnávať s alpínskym pretvorením okolitých obalových jednotiek, preto možno azda vylúčiť predstavu o jeho staropaleozoickom veku. Metamorfno-deformačný inventár „prednohoľského komplexu" nenaznačuje prítomnosť predalpínskych prvkov, aké poznáme pri nízkometamorfovaných horninách západokarpatského kryštalinika (Kováčik, 2011). Z terénnych i petrografických pozorovaní vyplýva, že dané horniny boli premenené v rámci jedného tektonometamorfovaného cyklu.

Terénne štúdium potvrdilo, že horninové celky situované južne od severoveporického (veľkobockého) mezozoika (Biely et al., 1992) predstavujú silno deformovanú zónu prevažne smeru SV – JZ. Najmä pri styku so severoveporickým mezozoikom zvyčajne vidno strmo vztýčené vrstvy s nezriedkavou subhorizontálnou lineáciou, ktorá je súbežná s dominujúcim vývojom semiplastickej bridličnatosti. Pripájame sa k názorom (Putiš, 1989; Madarás a Ivanička, 2001, a i.), že predmetná oblasť predstavuje vyhranenú strižnú zónu reprezentovanú priebehom pohorelskej línie. Na viacerých miestach možno pozorovať, že tento deformačný štýl postihol aj nižnobocianske súvrstvie (v zmysle zobrazenia Bieleho et al., 1992; Mella et al., 2000). Popri deformácii v rôznych typoch (meta)pieskovcov, kde nie je vždy s istotou určená tektonická príslušnosť (z nášho pohľadu predovšetkým obalový perm vs. karbón hronika), výraznú deformáciu možno badať v klastoch hronických konglomerátov alebo v „chočskom diorite" (napr. obr. 8 a 13). V zónach deformácie sa hrubozrnné kremenné klasty a litoklasty konglomerátov alebo zvyšky pyroxénov deformujú do podoby diskovitých budín či asymetrických klastov, s významným uplatnením lineárnej zložky deformačného poľa.

Strmá hranica jednotky Veľkého boku s južnejším pruhom kvarcitov, metabázických a ďalších hornín prebieha nepravidelne – v severnej zóne prevažujú strmé sklony k severu, teda skúmané horniny sú relatívne v podložnej pozícii voči veľkobockému mezozoiku. Inde, najmä smerom k juhu, naopak, dominujú JV sklony, čím priebeh pohorelského strižného systému pripomína v podstate tvar vrtule. Generalizujúci smer daného pásma je v hornej časti údolia Hnilca narúšaný prevažujúcimi strmými cca V – Z smermi, čo môže byť ovplyvnené susediacim granitoidným masívom.

Horniny študovaného pásma sú sprevádzané deformáciami, ktoré možno predbežne charakterizovať dvomi relatívnymi štádiami, aj keď sú zrejme súčasťou spoločného regionálneho alpínskeho tektonometamorfovaného procesu. Základné deformačné štádium – nazvime ho AD_1 – razí metamorfnú bridličnatosť prebiehajúcu buď paralelne s vrstevnatosťou, alebo vytvára diskordantné plochy. Deformácia sa niekedy prejavuje strižne-vrásovými štruktúrami (obr. 3 a 4) – zvyšovanie intenzity vedie k uzatváraniu až k prerušeniu zámkov vrás za vzniku prešmykových foliačných rovín. Tento deformačný proces svedčí o značnej priestorovej redukcii v smere kolmom na základné deformačné štruktúry (VSV – ZJZ b-osi, lineácia). S týmto štádiom možno spájať i zásadné metamorfné prepracovanie, s ktorým zrejme súvisí aj „neskorosynkinematická" hydrotermálna fáza.

Mladšiu deformáciu AD_2 reprezentujú klivážne plochy, niekedy mikrovrásky, ktoré v krehkom plastickom režime rozrušujú predchádzajúcu metamorfnú štruktúru. Niekedy



Obr. 14. Priebeh deformácie v dvoch smeroch: základná penetratívna bridličnatosť AD_1 (červené šípky) a úzke mylonitické zóny AD_2 (modré šípky). Premenená intermediárna hornina s novotvoreným zeleným chloritom (neskrížené nikoly; lok.: hrebeň 1 km východne od k. Predná hoľa, 1 545).

Fig. 14. Deformation course indicated by two directions: basic penetrative schistosity AD_1 (red arrows) and narrow mylonitic zones AD_2 (blue arrows). Metamorphosed intermediate volcanic rock with newly-formed green chlorite (uncrossed nicols, location: 1 km east of e. p. Predná hoľa, 1 545 m).

tiež badať rekryštalizáciu pozdĺž klivážnych plôch, a hlavne hydrotermálne prejavy. Táto naložená mineralizácia však nie je v priamom genetickom vzťahu s AD_2 deformáciou, na rozdiel od spoločného tektonometamorfovaného a hydrotermálneho prepracovania v priebehu AD_1 štádia. Z hľadiska tektonickej interpretácie možno AD_1 štádium stotožňovať so základnou kriedovou deformáciou a metamorfnou rekryštalizáciou veporickej jednotky. Vcelku sa javí, že stupeň deformácie akceleruje metamorfnú blastézu, ako napr. ukazuje hojnejší výskyt aktinolitu pozdĺž chloritických strižných plôch. Nevylučujeme, že štádium AD_2 môže viac súvisieť so štruktúrnymi prejavmi pohorelskej línie. V mikromeradle obidve štádiá ilustruje obr. 14.

Mladšie puklinové systémy neboli bližšie skúmané, možno len konštatovať, že dominujúce zlomové línie využívajú staršie alpínske štruktúry. Ide najmä o SV až JZ (až SVV – JZZ) zlomy oddeľujúce od skúmaného pásma „silické" mezozoikum Stratenskej hornatiny a zo severu mezozoikum Veľkého boku. Ďalším významným systémom sú zlomové línie orientované približne kolmo k predchádzajúcemu smeru. Tieto cca SZ – JV zlomy pripomínajú kulisový efekt s poklesovou tendenciou smerom k SV. Zrejme súviseli s výzdvihom kráľovohoľského masívu – v hornom toku Hnilca sa obnažuje kryštalinikum; v strednej časti skúmaného pásma (v oblasti Troch kopcov – Prednej hole) sa spod vrchného karbónu hronika (v našom ponímaní) v hojnej miere vynárajú obalové kvarcity a v údolnej oblasti Mlynnej doliny už vystupuje len hronický karbón, ktorý je na hrebeni nad Hranovnickým plesom prekrytý permom. Hlboké doliny boli zrejme založené na zlomových líniách tohto smeru. Existujú aj iné, menej markantné zlomové línie, napr. smeru S – J.

GEOLOGICKÁ STAVBA A INTERPRETÁCIA TEKTONICKÉHO VÝVOJA

Z mapovacích prác (obr. 1) vyplynulo, že predmetný horninový pruh, vrátane zelených bridlíc, možno zaradiť k vrchnému karbónu hronika. V geologických profiloch (obr. 2A, B) vedených kolmo na horninové jednotky sa nejavili, aspoň z kvalitatívneho hľadiska, natoľko zreteľné litologické zmeny, ktoré by umožnili hodnoverné odčlenenie skúmaného horninového súboru od pruhu hronického karbónu (t. j. nižnobocianske súvrstvie vs. komplex Prednej hole alebo slatvinské súvrstvie; Biely et al., 1992; Mello et al., 2000). Z orientačnej obhliadky komplexu „Prednej hole" v najvyšších častiach Dikulskej doliny (Biely et al., 1992) možno vysloviť predpoklad, že i tieto horniny prináležia vrchnokarbónskemu súvrstviu hronika.

Hojný výskyt spodnotriasových kremencových polôh, občas i karbonátových polôh, v rámci horninového pruhu „prednohoľského komplexu" spôsoboval isté komplikácie. Na základe zložitého vrásovo-strižného prepracovania a častého strmého uloženia horninových celkov možno tieto (permo-)mezozoické členy posudzovať aj ako podložné (obr. 2A, B). Predpokladáme, že v geologických profiloch vedených od juhu smerom k severu (hranica s mezozoikom Veľkého boku) postupujeme do spodných častí karbónu hronika. Smerom na sever pribúdajú jemno- až strednozrnné fácie pieskovcov, lok. silicitov(?) a zelenkavých chloritických pieskovcov. K najspodnejším litologickým elementom hronického karbónu radíme aj predmetné nízkometamorfované bázické horniny, ktoré vo väčšine prípadov spočívajú priamo na kontakte s obalovými kremencami veporika. Často sa vyskytujú v asociácii s jemnozrnnými tmavosivými pieskovcami, ale najmä pre intenzívne tektonické prepracovanie nie je možné stanoviť priame litologické vzťahy. Pre vyššie horizonty hronického karbónu sú viac príznačné hrubozrnné konglomeráty či telesá chočského dioritu.

Z viacerých dôvodov, najmä však pre pretrvávajúce nejasnosti v zatriedení mezozoických členov v skúmanom pásme, sa zdráhame prikloniť severo- či juhoveporickej tektonickej príslušnosti. Nemožno celkom odmietať ani tretiu možnosť, že fragmenty mezozoika prináležia nejakej prechodnej faciálnej zóne, ktorá nenesie jednoznačné atribúty veľkobockej ani föderatskej oblasti. (Zo spektra argumentov možno napr. pokladať za málo hodnoverné posudzovať tektonickú príslušnosť podľa stupňa alpínskej metamorfózy.) Pre účely tejto práce je vcelku vyhovujúce klasické poňatie v zmysle veporického obalového mezozoika en bloc.

Severne od pohorelskej línie boli do vrásových štruktúr pojaté skôr vyššie litostratigrafické celky obalového mezozoika, ktoré mohli byť vytlačené z vernárskeho pásma pri násune hronika. Takýto južný „buldozérový" proces môže osvetľovať príčinu, prečo sa v „prednohoľskej" oblasti nachádzajú iba (permo-)triasové klastické sedimenty so zvyškami karbonátov, s predpokladaným triasovým vekom. Kombináciou týchto okolností možno vysloviť tektonickú hypotézu, že zložitá ponorená vrása vo veľkobockom mezozoiku v zóne Prostredný vrch (1 442) – Človečia hlava (1 269) sa vytvorila v čelných častiach násunu hronika a neskôr prešla do transpresnej zóny, ktorú možno stotožňovať s tradičným pojmom „pohorelská línia". Spektakulárnu brachyantiklinálnu štruktúru (Kettner, 1937) v JV doméne veľkobockého mezozoika a pohorelskú líniu považujeme za príčinne späté a pripúšťame, že táto transpresná zóna bezprostredne súvisí s penetratívnou alpínskou deformáciou veporika. Najspodnejšie časti hronického príkrovu zhŕňali „nárazníkovú" doménu vrchných častí veporického mezozoika, čo v istom bode prešlo do transpresného režimu „pohorelskej strižnej zóny". Intenzívna transpresná deformácia nemusí postihovať všetky jednotky, najmä tie vo vyššej pozícii (napr. perm hronika). Nie je vylúčené, že úzky pás zložený z produktov bázického vulkanizmu sa zachoval aj vďaka „preparácii" v pohorelskej zóne. Takto si možno predstavovať aj existenciu dvoch, zrejme reologicky najodolnejších, horninových typov – kremencov a metabázických hornín – v strmo vztýčenej strižnej zóne vedľa seba. Ostatné horniny boli ľahšie vytlačené, alebo keď tu zostali, boli silno tektonicky redukované. (Aj v tomto prípade asi platí, že vyššia časť príkrovov býva obvykle menej deformovaná.)

Ak vo vernárskom pruhu rekvalifikujeme klastické (meta)sedimenty s polohami bázických hornín na vrchný karbón hronika, dotkneme sa aj otázky, kde hľadať jeho

paleografickú provenienciu. Podľa klastického materiálu sa skúmaný karbón vernárskeho pruhu, s prihliadnutím na ďalšie údaje o nižnobocianskom súvrství (Vozárová, 1981), vyvíjal najskôr severnejšie od ochtinského súvrstvia, ako aj bind-rudnianskych zlepencov. Podobne stupeň alpínskej deformácie (odhliadnuc od intenzívnejšej plošnej deformácie obalových jednotiek) napovedá, že otázka domovského priestoru hronika v medzipriestore veporika a gemerika (napr. Biely, 1961) je aktuálna, prinajmenšom z hľadiska jeho mladšieho paleozoika.

Záver

Skúmaný vulkanicko-sedimentárny horninový súbor pozostáva predovšetkým zo šedosfarbených slabometamorfovaných jemných až strednozrnných pieskovcov. Vcelku monotónne klastické sedimenty spestrujú polohy kremitých konglomerátov, čiernych bridlíc a tmavozelených bridlíc, ktoré predstavujú najmä bázické tufy. Typy bázických hornín dopĺňajú ojedinelé výskyty subvulkanických gabrodioritových telies („chočský diorit“) a albitických andezitov („keratofýry“). Na základe terénneho a litologického štúdia usudzujeme, že daný horninový súbor možno pričleniť k vrchnému karbónu hronika. Litologická náplň skúmaných metasedimentárnych hornín svedčí skôr v prospech kryštalického, granitoidného zdrojového materiálu, čo naznačuje, že tieto časti hronika sa generovali z medzipriestoru veporika a vrchnopaleozoických domén gemerika.

Veporické obalové členy, hlavne spodnotriasové kvarcity (± perm) so zvyškami karbonátov, možno pokladať za podložie skúmaného horninového pásma. Tieto tektonické okná obalového veporika nezriedka vystupujú spoločne s bázickými tufmi v strmých vypreparovaných bralných formách pozdĺž pohorelskej línie. V štruktúrno-metamorfnom pretvorení skúmaného pásma zohráva dominantnú úlohu pohorelský strižný systém, ktorý viac-menej stotožňujeme s hlavnou fázou alpínskeho (kriedového) prepracovania veporika. Deformácia dvoch základných štádií (AD_1 a AD_2) sa prejavuje strižne-vrásovými štruktúrami, zvyšovanie intenzity vedie k uzatváraniu vrás, vzniku nových foliačných plôch a výraznej subhorizontálnej lineácie. Neodmietame úvahu, že násun hronika je synchrónny s alpínskou tektonometamorfózou veporika.

Metabázické horniny spolu s asociujúcimi klastickými metasedimentmi majú v zónach intenzívnej deformácie podobný štruktúrny i metamorfný záznam ako veporické obalové jednotky. Južný pruh hornín severne od Vernára, považovaný za nižnobocianske súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1988; Biely et al., 1992; Mello et al., 2000) miestami taktiež nesie deformáciu, niekedy aj rekryštalizáciu. Alpínsky novotvorený chlorit, epidot s lokálnym aktinolitom a biotitom, prítomné vo vyššie označených (meta)bázických horninách, indikujú metamorfné podmienky v spodnej časti fácie zelených bridlíc.

Poďakovanie. Práca bola financovaná z projektov MŽP SR *Tektogenéza mezozoických panví Západných Karpát* (ved. P. Kováč) a *Aktualizácia geologickej stavby problémových území SR v mierke 1 : 50 000* (ved. Ľ. Hraško). Cenné poznatky o tektonike územia a problematike mezozoika som načerpal od A. Klinca, A. Bieleho a M. Havrilu. Orientáciu v otázkach mladšieho paleozoika hronika mi poskytli manž. Vozárovci a M. Olšavský. Príspevok podrobil starostlivej recenzii J. Madarás, výskumnú správu A. Biely. Všetkým menovaným patrí moja osobitná vďaka.

References

Bajaník, Š., Biely, A., Miko, O. & Planderová, E., 1979: O paleozoickom vulkano-sedimentárnom súvrství Prednej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr., 73, 7 – 28.*

Biely, A., 1956: Správa o základnom geologickom výskume na sv. svahoch Kráľovej hole. *Manuskript. Archív GÚDŠ, Bratislava, 35 s.*

Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“ veporíd. *Geol. Práce, Zpr., 21, 109 – 125.*

Biely, A., 1966: K problému hranice gemeríd a chočského príkrovu. *Geol. Práce, Spr., 40, 171 – 172.*

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

Biely, A. (ed.), Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Bezák, V. (ed.), Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, E., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. & Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava, 7 – 232.*

Demko, R. & Olšavský, M., 2005: Petrography and geochemistry of subvolcanic basalt bodies among the Upper Carboniferous sediments from the underlier of Muráň Mesozoic sequences (Slávča and Furmanec valleys, Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag., 11, 143 – 153.*

Fejdiová, O., 1980: Lúžňanské súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. *Geol. Práce, Spr., 74, 95 – 102.*

Frey, M., Capitani, C. & Liu, J. G., 1991: A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J. metamorph. Geol., 9, 497 – 509.*

Fusán, O., Bystrický, J., Franko, O., Chmelík, F., Ilavský, J., Kamenický, L., Kullman, E., Lukniš, M. & Matějka, A., 1963: Prehľadná geologická mapa 1 : 200 000, list M-34-XXVII Vysoké Tatry. *Geofond, Bratislava.*

Ivanička, J., 1965: Geologické pomery územia západne od Vernára. Dipl. práca. *Prírodovedecká fakulta, Katedra geológie, Bratislava, 64 s.*

Kettner, R., 1937: Geologické poměry okolí Vernára na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd, Praha, 2, 47, 1 – 11.*

Klinec, A. & Vozár, J., 1971: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika, chočskej jednotky a tzv. heľpianskeho mezozoika. *Geol. Práce, Spr., 56, 221 – 226.*

Korikovsky, S. P., Putiš, M. & Boronikhin, V. A., 1992: Anchimetamorphism of Permian sandstones of the Struženík Group in the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 43, 97 – 104.*

Korikovsky, S. P., Putiš, M. & Plašienka, D., 1997: Cretaceous low-grade metamorphism of the Veporic and North-Gemeric Zones: A result of collisional tectonics in the central Western Carpathians. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Miner. Slov., Monogr., Bratislava, 107 – 130.*

Kováčik, M., 2004: Nízkometamorfované bázické horniny na východných úpätiach Kráľovej hole (komplex „Prednej hole“). *In: Ďurža, O. & Rapant, S. (eds.): Geochémia 2004. ŠGÚDŠ, Bratislava, 60 – 62.*

Kováčik, M., 2008: Geologická stavba a metamorfóza vulkanicko-sedimentárneho pásma na sv. úpätí Kráľovej hole. *In: Hraško, Ľ.: Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenska, výskumná správa. Manuskript. Archív ŠGÚDŠ, Bratislava, 38 s.*

Kováčik, M., 2011: O vrchných jednotkách predgranitového kryštalinika centrálnych Západných Karpát. 2. Otevřený kongres ČGS a SGS. *In: Zbor. abstraktů, ČGS, Praha, 51 s.*

Kováčik, M., 2011a: Pumpellyite-prehnite mineral assemblage in Tatric basement and its correlation aspects within Central Western Carpathian Units (Slovakia). *Miner. Slov., 43, 263 – 272.*

Kováčik, M., Kráľ, J. & Maluski, H., 1996: Alpínsky metamorfný a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfitov. *Miner. Slov., 28, 185 – 202.*

Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier. Slovenské rudohorie – stred, Nízke Tatry – východ. Regionálne geologické mapy Slovenska M 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava.*

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

Lehotský, I., 1969: Záverečná správa za list Pohorelá, 1 : 50 000. *Manuskript. Archív GÚDŠ, Bratislava, 256 s.*

Leake, B. E. et al., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer. Mineralogist, 82, 1 019 – 1 037.*

Madarás, J. & Ivanička, J., 2001: Tektonická pozícia mladopaleozoicko-mezozoických komplexov hornín na východných svahoch Kráľovej hole v Nízkych Tatrách. *Miner. Slov., 33, 15 – 28.*

Mello, J. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Koša, E. & Jacko, S., 2000: Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. *Vyd. D. Štúra, GÚDŠ, Bratislava.*

Mello, J. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Koša, E. & Jacko, S., 2000a: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. *Vyd. D. Štúra, GÚDŠ, Bratislava, 303 s.*

Milovský, R., Hoefs, J., Kráľ, J., Hurai, V. & Frank, W., 2007: Fluid involvement in thrusting of some West-Carpathian thin--skinned nappes. Czech Tec 07, Proceedings and excursion guide (ed. Venera, Z.), Teplá, Czech Republic, 59 – 60.

Plašienka, D., 1984: Príkrov Markušky – zväzujúci element veporika a gemerika? *Miner. Slov., 16, 187 – 193.*

Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. & Vrbatovič, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínsky metamorfovaných hornín veporika. *Miner. Slov., 21, 43 – 52.*

Pouba, Z., 1953: Několik nových nálezu rud v mezozoických sériích u Šumiace a Švermova v Horehroní. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Praha, 20,193 – 204.*

Powell, W. G., Carmicheal, D. M. & Hodgson, C. J., 1993: Thermobarometry in a subgreenschist to greenschist transition in metabasites of the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada. *J. metamorph. Geol.,11, 165 – 178.*

Putiš, M., 1989: Štruktúrno-metamorfný vývoj kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier. *Miner. Slov., 21, 217 – 224.*

Schoenenberg, R., 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Goemoerer Erzgebirges (Karpaten). *Z. Dtsch. geol. Gesell., 98, 71 – 120.*

Vozárová, A., 1981: Litológia a petrológia nižnobocianskeho súvrstvia. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 8, 143 – 199.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1979: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie – nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. *Miner. Slov.,11, 477 – 478.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr., 78, 169 – 194.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. *Monograph. GÚDŠ, Bratislava, 7 – 314.*

Vrána, S. & Vozár, J., 1969: Minerálna asociácia pumpellyit – prehnit – kremennej fácie z Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Spr., 49, 91 – 99.*

Zoubek, V. & Snopko, L., 1954: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovci a Rejdovou. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1954, 210 – 211.*

Zoubek, V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš., 46, 38 – 43.*

Rukopis doručený 11. 9. 2012
Revidovaná verzia doručená 9. 10. 2012
Rukopis akceptovaný red. radou 26. 11. 2012

Geological setting and metamorphism of volcano-sedimentary belt on the north--eastern foothills of the Kráľova hoľa Massif (Western Carpathians, Slovakia)

Previously, the tectonic position and lithologic inventory of the investigated volcano-sedimentary rock belt were understood in manifold ways (e. g. Kettner, 1937; Biely, 1956; Kubíny, 1959; Klinec, 1976; Bajaník et al., 1979; Madarás and Ivanička, 2001). The predominantly grey coloured rock-complex is composed of sandstones of various grain-size types, black schists, quartzitic conglomerates (Figs. 7 and 8), a. o. Distinctive greenschists originally represented mainly basic tuffs (Fig. 9), though altered tiny bodies of amphibole-albite andesites ("keratophyres") occur in places, too (Figs. 10 and 11).

In the zones of intense deformation, the studied metabasic rocks, along with the associated clastic metasediments, attain in many places similar structure and metamorphic signature (Figs. 12–14) as the Veporic Mesozoic envelope units. The Alpine (Cretaceous) metamorphic overprint of basic rocks forms pumpellyite-free chlorite-epidote-albite±actinolite-biotite mineral assemblage, which corresponds to the lower parts of the greenschist-facies metamorphism. This is perhaps the strongest argument against the former conception of the Early Paleozoic origin (s. c. Predná hoľa complex) of the studied rock assemblage. The Veporic envelope Lower Triassic quartzitic sediments (± Permian arcoses) with carbonate relics, frequently occurring in dissected upright cliffs, can be assumed as tectonic windows (Figs. 2A and 2B) of the rock-assemblage under study. The lithological composition of the researched metasedimentary rocks proves their likely continental, preferably granitoid source material. Based on the geological mapping (Fig. 1), deformation structures and petrographic study, we assume that rock sequence can be affiliated to the Late Carboniferous of Hronicum. This conclusion is supported, first of all, by the lithological relationship among the clastic members.

Generally, we support the opinion that these segments of Hronicum originated within the intra-space of Veporicum and Upper Paleozoic domains of Gemericum. It cannot be excluded that the Hronicum overthrusting could be more-less synchronous with the Alpine tectono-metamorphism of the Veporicum. In deformation structure of the examined belt, the Pohorelá transpressive shear system plays a dominant role, which may be associated with the main phase of the Alpine tectono-metamorphic reworking of Veporicum. The SW–NE trending Pohorelá Line shows predominantly subvertical position, but moderate southward or northward dip of sheared amalgamated rock-units can be observed unfrequently. Deformation (Figs. 3, 4, 8, 11 and 14) of both principal stages (AD_1 and AD_2) is reflected in shear-fold structures – the intensity increase led to folds closure, generation of new foliation planes and marked subhorizontal lineation.

Mineralia Slovaca, 44 (2012), 257 – 266
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Redepozície paleogénnych vápnitých nanofosílií v neogénnych sedimentoch na severnom okraji Dunajskej panvy: zdroj údajov o zdvihu a erózii substrátov

SILVIA OZDÍNOVÁ

Geologický ústav SAV, Dúbravska 9, P. O. BOX 116, 840 05 Bratislava; geolsisa@savba.sk

Redepositions of the Paleogene calcareous nannofossils in the Neogene sediments around the northern margin of the Danube Basin: The data source about uplift and erosion of the substrates

In the NE part of the Danube Basin, in the Zlaté Moravce 1 and Trakovice 3 boreholes, the calcareous nannofossils of the zone NN6 in the Pozba and Vráble formations were determined. Identified nannoplankton zone corresponds with the earlier data, concernig the sedimentary development of the Danube Basin. However, in the nannoassemblage there were found the allochthonous Oligocene calcareous nannofossils. The original location of their sedimentation is unknown.

Key words: nannofossils, Middle Miocene, Neogene, Paleogene, Danube Basin

Úvod

Dunajská panva patrí k panónskemu bazénovému systému a je jedným z najväčších bazénov v Západných Karpatoch. Na území Slovenska ju zastupuje Podunajská panva (Vass et al., 1988) a na území Maďarska Malá uhorská nížina.

Vek výplne Dunajskej panvy je od egenburgu (22 Ma) po pliocén (1,8 Ma).

Predneogénne podložie panvy je prevažne mezozoického veku a vystupuje na povrch v oblasti troch najvýznamnejších zlomov – Ludince, Hurbanovo a „Veporský zlom“ (Fusán in Vass et al., 1990).

Na juhozápade panvy v oblasti zlomu Ludince je predneogénne podložie zložené najmä z kryštalických bridlíc a granitoidov tatrika. Na severovýchode od Ludiniec je podložie zložené z vrchného paleozoika a mezozoika tatrika, fatrika a hronika (Fusán in Vass et al., 1990).

V oblasti „Veporského zlomu“ smerom na juhovýchod vychádzajú na povrch predneogénne kryštalické bridlice, granitoidy, vrchnopaleozoické a mezozoické formácie veporika, ktoré prekrývajú vrchnopaleozoické a mezozoické formácie hronika a gemerika (Fusán in Vass et al., 1990).

V oblasti južne od hurbanovského zlomu sa nachádzajú paleozoické a mezozoické formácie Transdanubika (Fusán in Vass et al., 1990).

Paleogénne sedimenty sa tiež nachádzajú v oblasti Štúrova, v Blatnianskej a Bánovskej priehlbine (obr. 3; Kováč, 2000).

Vnútrokarpatský paleogén v Bánovskej kotline vystupuje najmä v jej okrajových častiach (Maheľ, 1953 in Samuel, 1990; Gašparik, 1953 in Samuel, 1990). Presnejšiemu stratigrafickému určeniu sa venovali Brestenská in Samuel, 1990; Salaj a Samuel in Samuel, 1990), ktorí v roku 1968 podali prvý ucelený prehľad o paleogénnom vývoji a o stratigrafii vnútrokarpatského paleogénu Bánovskej kotliny. V Bánovskej kotline definoval Gross (Gross et al., 1986) štyri sukcesné jednotky: 1. stredno- až vrchnolutétske borovské súvrstvie, 2. vrchnolutétske hutianske súvrstvie, 3. vrchnolutétske zuberské súvrstvie, pričom spodná časť zuberského súvrstvia alteruje s vrchnou časťou hutianskeho súvrstvia a 4. spodno- až strednooligocénne belopotocké súvrstvie (Samuel, 1990).

Paleogénne sedimenty z oblasti Štúrova boli známe už od polovice minulého storočia. V oblasti medzi Mužľou a Kravanmi boli nájdené vrchnoeocénne sedimenty, ich vek bol určený na základe foraminiferového spoločenstva (Schaleková a Bystrická, 1956). Podobné spoločenstvo je známe z priľahlých oblastí v Maďarsku. V tzv. „kiscelských“ íloch bol na základe foraminifer určený vek ako spodnooligocénny. Vrchnooligocénne chatské spoločenstvo foraminifer bolo určené pri Obide a taktiež pri Kováčove (Seneš in Schaleková a Bystrická, 1956; Majzon in Schaleková a Bystrická, 1956). Spodnooligocénne terestrické až brakické sedimenty boli určené vo vrtoch Mužla 3, Obid 2, 3, 6, 11, 12 (Brestenská a Lehotayová, 1960). Podobné sedimenty sa našli v priľahlej oblasti v Maďarsku, v okolí Ostrihomu, kde bol vrstevný sled sedimentov – od terestrických cez uhľonosné až po brakické oligocénne sedimenty (Brestenská a Lehotayová, 1960).

Paleogénne sedimenty v blatnianskej priehlbine boli nájdené v oblasti Bukovinskej brázdy, Bojníc a v Dobrovodskej priehlbine.

Paleogénne sedimenty v Bukovinskej brázde opísali Andrusov a Budaj (Andrusov in Gross et al., 1984; Buday

in Gross et al., 1984). Sú zastúpené typickým flyšovým vývojom hrabnického súvrstvia, ktoré však nebolo doposiaľ v Bukovskej brázde dokázané. V turbiditných ílovcoch bolo zistené bohaté nanospoločenstvo nanoplanktónových zón NP 16-17, typické pre hranicu stredný/vrchný eocén (Šútovská in Marko et al., 1990). Zistené nanospoločenstvo indikuje paleoprostredie hlbšej časti okrajového mora s abnormálnou salinitou a pomerne teplou klímou. Okrem toho sa tu vyskytujú redepozície kriedových a paleogénnych druhov (NP 9, tanet). V oligocénnych sedimentoch bolo zistené chudobné spoločenstvo vápnitých nanofosílií biochrónu NP 22 až NP 23, ktoré poukazuje na prostredie otvoreného oceánu so stresovými podmienkami pre rozvoj vápnitých nanofosílií. Podobné ochudobnené vápnité nanospoločenstvo je opísané z oligocénu vonkajšieho flyšu na Morave, v Poľsku, Rumunsku (Šútovská in Marko et al., 1990).

V blatnianskej priehlbine v okolí Bojníc boli zistené paleogénne sedimenty vo vrtoch Š1 (Koš) – NB a Š2 (Bojnice) – NB (Gross et al., 1984). V okolí Bojníc sa nachádza bazálna transgresívna litofácia vrchnolutétskeho veku tvorená hlavne dolomitickými brekciami a zlepencami, menej numulitovými vápencami a pieskovcami. Vyššie leží okrajová litofácia vrchnolutétskopriabonského veku, ktorú tvoria striedajúce sa brekcie, zlepence, pieskovce a ílovce. Na povrch vystupuje v oblasti vyvierajúcich bojnických termálnych vôd a južne od Šútoviec. Nad okrajovou fáciou leží ílovcová litofácia vrchnolutétskopriabonského veku. Najvyšším paleogénnym súvrstvím je flyš priabonského veku. Tvoria ho striedajúce sa vrstvy pieskovcov a ílovcov s vložkami zlepencov a brekcií (Franko et al., 1977).

Z oligocénnych sedimentov dobrovodskej priehlbiny boli zistené spoločenstvá vápnitých nanofosílií spodného miocénu a paleogénu (zóny NP 23, NP 24, NP 25). Paleogénne nanospoločenstvo bolo kvantitatívne i kvalitatívne chudobnejšie. Prítomnosť paleogénnych sedimentov je vysvetľovaná únikom západokarpatského segmentu z alpskej oblasti počas transgresie egenburgského mora cez front flyšových príkrovov magurskej skupiny do otvárajúcich sa spodnomiocénnych sedimentačných priestorov na území Centrálnych Západných Karpát (Kováč et al., 1991). Postupnú denudáciu flyšových sedimentov dobre dokumentujú preplavené spoločenstvá vápnitých nanofosílií do spodnomiocénnych sedimentov. Sedimenty egenburgu sa vyznačujú redepozitmi zo zón NP 24 a 25, otnangské a spodnokarpatské sedimenty obsahujú redepozity zón NP 19 a 20, v sedimentoch karpatu sa vyskytujú redepozity zóny NP 16 (Šútovská in Kováč et al., 1991).



Obr. 1. Lokalizácia vrtov Trakovice 3 a Zlaté Moravce 1.

Fig. 1. Location of Trakovice 3 and Zlaté Moravce 1 boreholes.

Geologická situácia

Dunajská panva na území Slovenska je tvorená nasledovnými depocentrami: blatnianska, rišňovská, komjatická, železovská a gabčíkovská priehlbina, ktorá je najhlbšia (Kováč, 2000) (obr. 2).

Najstaršia výplň panvy je *egenburgského* veku (20,5 až 18,8 mil. rokov) a je známa z blatnianskej, dobrovodskej a vaďovskej priehlbiny, z Považia a Bánovskej kotliny. Egenburgský morský sedimentačný priestor Dunajskej panvy bol prepojený s morským priestorom Viedenskej panvy. Počas tohto obdobia sa na okraji blatnianskej priehlbiny usadili plytkomorské dobrovodské zlepence a pieskovce, ich ekvivalentom v Bánovskej kotline sú kľačnianske zlepence a klastiká na báze hlbokovodného čauského súvrstvia (Kováč, 2000).

Obdobie *otnangu* a *karpatu* je v dobrovodskej a blatnianskej priehlbine reprezentované sedimentmi planinského súvrstvia a jeho ekvivalentom v Bánovskej kotline je bánovské súvrstvie. V dobrovodskej a blatnianskej priehlbine sa usadili karpatské jablonické zlepence (Kováč, 2000).

Sedimenty spodnobádenského veku sa vyskytujú v južnej časti Dunajskej panvy, terestrické sedimenty prechádzajú do morských (Kováč, 2000). Terestrické sedimenty sa vyskytujú najmä v maďarskej časti panvy. Morské sedimenty sú v železovskej priehlbine zastúpené bajtavským súvrstvím.

Strednomiocénne sedimenty sú rozšírené v celej panve. Sú morské s postupným trendom znižovania salinity a hĺbky. V severozápadnej časti sú to špačinské a madunické súvrstvie, v komjatickej priehlbine je to pozbianske súvrstvie (Harčár et al., 1988).

Sarmatské sedimenty sú usadené v brakickom až plytkovodnom prostredí, patrí sem vrábeľské súvrstvie.

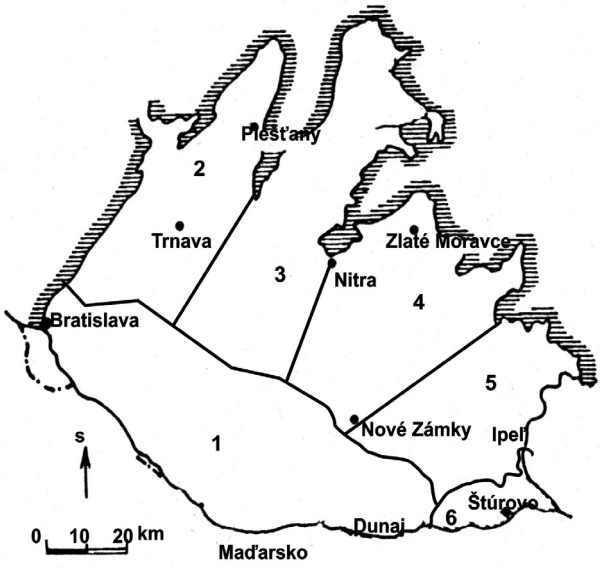
Panónske a pontské sedimenty sa usadili v plytkom jazere kaspibrakického charakteru. Reprezentuje ho panónske ivánske súvrstvie a pontské beladické súvrstvie.

Pliocénne sedimenty sú známe z komjatickej a gabčíkovskej priehlbiny, kde volkovské súvrstvie patrí stupňu dák. V blatnianskej a gabčíkovskej priehlbine je pliocén tiež zastúpený kollárovským súvrstvím, ktorého vek zodpovedá rumanu. Volkovské súvrstvie je usadené v paleodelte Hronu, kollárovské súvrstvie je usadené v riečnom prostredí.

Vrt Trakovice 3 sa nachádza v blatnianskej priehlbine. Bol vyvŕtaný za účelom preskúmania faciálneho vývoja a plynonosnosti spiroplectamínovej zóny a dosiahol hĺbku 1 400 m. Vo vrte boli nájdené sedimenty mezozoika a následne miocénne sedimenty – bádenské, panónske a pontské (Gaža in Biela, 1978).

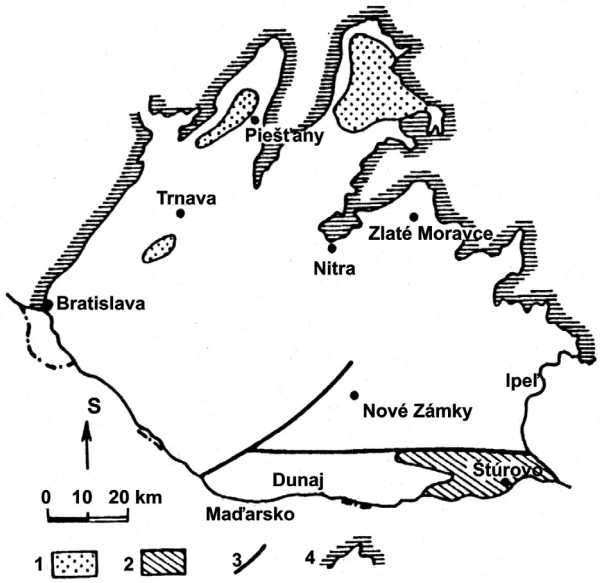
Vrt Zlaté Moravce 1 bol vyvŕtaný za účelom zistenia faciálneho vývoja a stratigrafie neogénu až do podložia. Vrt mal overiť nafto-plynonosné vlastnosti sedimentov a mal

zistiť rozšírenie vulkanitov. Vrt Zlaté Moravce 1 dosiahol hĺbku 2 200 m. Vo vrte boli zistené sedimenty paleozoického veku (vrchný karbón, perm), mezozoického a neogénneho veku (báden až pont) (Gaža a Beinhauferová in Biela, 1978; Gaža in Biela, 1978).



Obr. 2. Rozdelenie Dunajskej panvy (slovenská časť) (Vass et al., 1990). 1 – Gabčíkovská priehlbina; 2 – Blatnianska priehlbina; 3 – Rišňovská priehlbina; 4 – Komjatická priehlbina; 5 – Želiezovská priehlbina; 6 – štúrovský paleogén.

Fig. 2. Subdivision of the Danube Basin (Slovak part) (Vass et al., 1990). 1 – Gabčíkovo subbasin; 2 – Blatné depression; 3 – Rišňovce depression; 4 – Komjatice depression; 5 – Želiezovce depression; 6 – Štúrovo Paleogene.



Obr. 3. Paleogénne sedimenty v Dunajskej panve (Vass et al., 1990). 1 – centrálnokarpatský paleogén; 2 – štúrovský paleogén; 3 – zlomy; 4 – súčasné okraje Dunajskej panvy.

Fig. 3. Paleogene deposits in the Danube Basin (Vass et al., 1990). 1 – Central-Carpathian Paleogene; 2 – Štúrovo Paleogene; 3 – faults; 4 – Present margin of the Danube Basin.

Metodika

Preparáty na štúdium vápnitých nanofosílií boli pripravené najmä z pelitických hornín s obsahom $CaCO_3$ (slienité a ílovité) metódou gravitačného usadzovania.

Pripravené preparáty boli študované vo svetelnom mikroskope, pri zväčšení 1 250 x.

Na kvantitatívne analýzy bolo použitých 200 jedincov z každého preparátu, pretože vzorky neboli až tak bohaté.

Na grafické vyjadrenie bolo využité percentuálne zastúpenie jednotlivých druhov vo vzorkách.

Najväčšie zastúpenie mali druhy *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus* a *Dictyococcites bisectus*.

Biostratigrafické vyhodnotenie bolo na základe Martiniho zonácie (Martini, 1971), biostratigrafickej korelácie podľa Perch-Nielsena (Perch-Nielsen, 1985), Bowna (Bown in Young, 1998) a katalógu INA CD ROM 3.

Biostratigrafické vyhodnotenie

Trakovice 3

Vo vrte Trakovice 3 bolo z bádenských sedimentov (Biela, 1978) vyhodnotených 20 vzoriek, 15 z nich obsahovalo vápnité nanofosílie. Spoločenstvá vápnitých nanofosílií boli chudobné a slabo diverzifikované.

Na základe druhov *Discoaster variabilis*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Helicosphaera carteri* možno určiť vek sedimentov ako vrchnobádenský až sarmatský, pravdepodobne zóna NN6 (obr. 4). Toto určenie podporuje neprítomnosť druhu *Sphenolithus heteromorphus*, ktorý je stratigraficky významný pre zónu NN5. Keďže zistené nanospoločenstvo neobsahuje stratigraficky významné druhy pre nanoplanktónovú zónu NN7, ako sú *Calcidiscus macintyrei*, *Calcidiscus premacintyrei*, *Discoaster kugleri*, nemožno túto zónu stanoviť.

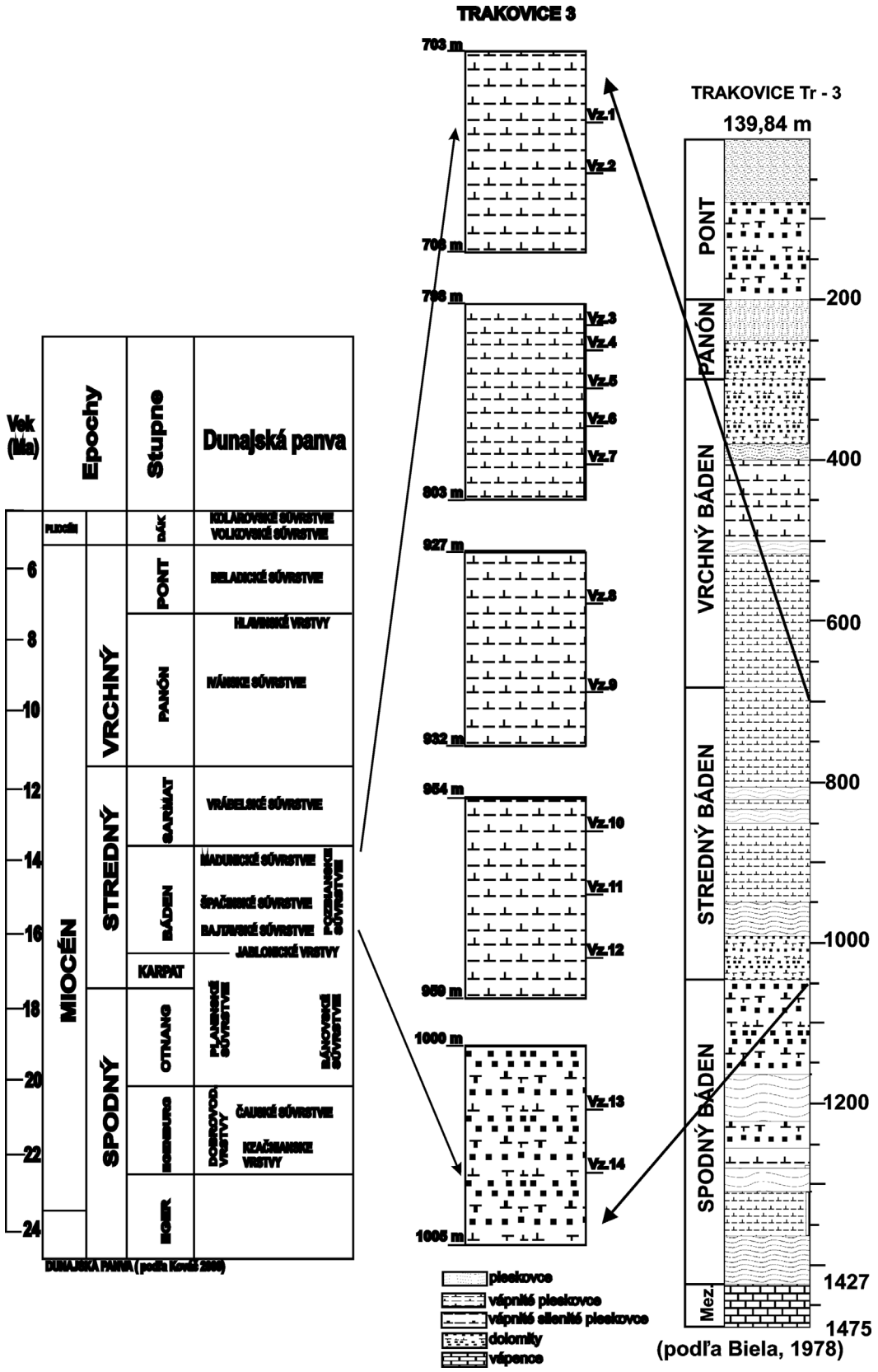
Vo vzorkách boli nájdené oligocénne druhy, z ktorých mali najväčšie zastúpenie druhy *Dictyococcites bisectus*, *Ericsonia formosa* a *Reticulofenestra umbilica*. Menej boli zastúpené druhy *Isthmolithus recurvus*, *Transversopontis pulcheroides*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster deflandrei* a *Pontosphaera latelliptica*.

Percentuálne zastúpenie neogénnych druhov je nižšie ako percentuálne zastúpenie paleogénnych druhov (obr. 5). Zastúpenie kriedových foriem je menšie ako 5 %.

Zlaté Moravce 1

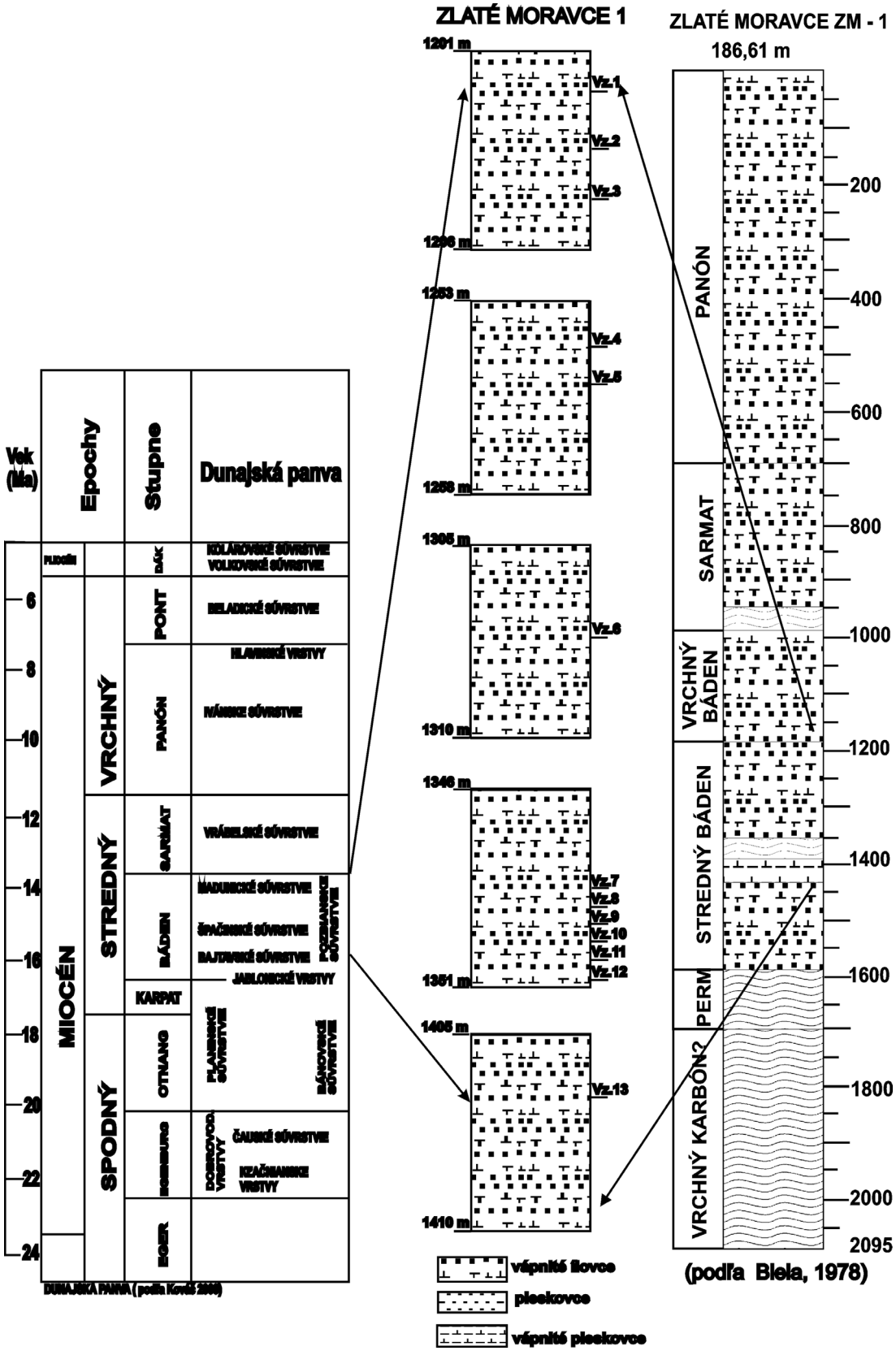
Z vrtu Zlaté Moravce 1 bolo z bádenských sedimentov prezretých 14 vzoriek, z toho bolo 12 pozitívnych na vápnité nanofosílie. Vápnité nanospoločenstvo bolo pomerne chudobné, ale dobre zachované.

Na základe zistených nanofosílií, ako sú *Discoaster variabilis*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* a *Helicosphaera carteri*, možno stanoviť vek ako vrchný báden – sarmat, pravdepodobne zóna NN6, keďže sa v tomto spoločenstve nenašiel druh *Sphenolithus heteromorphus*, stratigraficky významný pre zónu NN5



Obr. 4. Litologický a biostratigrafický profil vrtu Trakovice 3.

Fig. 4. Lithological and biostratigraphical profiles of the Trakovice 3 borehole.



Obr. 5. Litologický a biostratigrafický profil vrtu Zlaté Moravce 1.

Fig. 5. Lithological and biostratigraphical profiles of the Zlaté Moravce 1 borehole.

(obr. 6). Keďže zistené nanospoločenstvo neobsahuje stratigraficky významné druhy pre nanoplanktónovú zónu NN7, ako sú *Calcidiscus macintyrei*, *Calcidiscus premacintyrei*, *Discoaster kugleri*, túto zónu nemožno stanoviť.

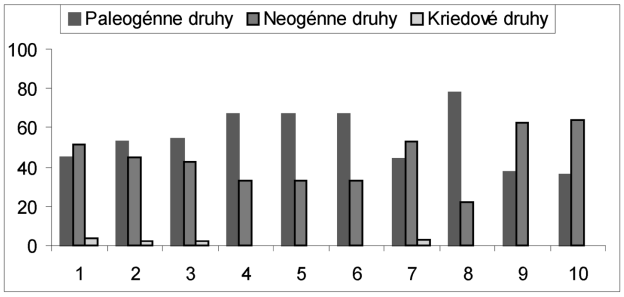
V spoločenstve sa tiež nachádzali oligocénne formy, ale v menšej miere ako vo vrte Trakovice 3. Najviac boli zastúpené druhy *Dictyococcites bisectus* a *Ericsonia formosa*. Našlo sa tiež zopár jedincov druhov *Transversopontis pulcheroides*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Isthmolithus recurvus* a *Pontosphaera latelliptica*.

Percentuálne zastúpenie neogénnych foriem vo vrte presahuje percentuálne zastúpenie paleogénnych foriem. Kriedové druhy sú zastúpené menej ako 5 % (obr. 7).

Diskusia

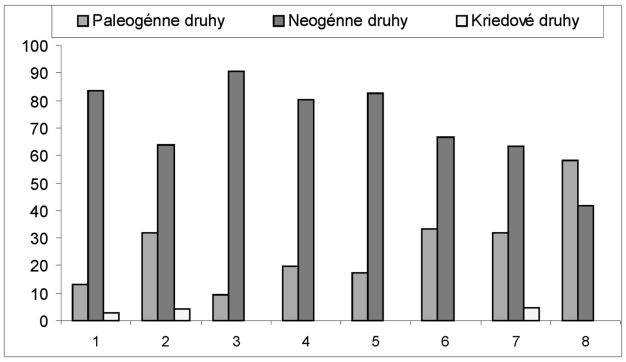
Výplň Dunajskej panvy začala v egenburgu (Kováč, 2000) a najstaršia neogénna nanoplanktónová zóna bola NN2 (Lehotayová, 1979, 1985; Šútovská in Kováč et al., 1991).

Sedimentácia pokračovala do pliocénu, morská sedimentácia sa začala meniť na brakickú už v sarmate (Kováč, 2000). Neogénne fosílie nájdené vo vrtoch Trakovice 3 a Zlaté Moravce 1 zodpovedajú uvedeným údajom a možno ich určiť ako „strednobádenskú“ až sarmatskú zónu NN6. Avšak spoločenstvo vápnitých nanofosílií oligocénneho veku v neogénnych sedimentoch Dunajskej panvy nie je typické pre celé uzemie panvy. Ako možno vidieť na obrázku 3, paleogénne sedimenty sa našli v Bánovskej kotline, v štúrovskom paleogéne a v Blatnianskej priehlbine.



Obr. 6. Vyhodnotenie neogénnych a paleogénnych druhov z vrtu Trakovice 3.

Fig. 6. Evaluation of the Neogene and Paleogene species in the Trakovice 3 borehole.



Obr. 7. Vyhodnotenie neogénnych a paleogénnych druhov z vrtu Zlaté Moravce 1.

Fig. 7. Evaluation of the Neogene and Paleogene species in the Zlaté Moravce 1 borehole.

Paleogénne sedimenty v Bánovskej kotline majú typický flyšový vývoj a boli v nich definované štyri sukcesné jednotky charakteristické pre sedimenty vnútrokarpatského paleogénneho bazénu (Maheľ, 1953 in Samuel, 1990; Gašparik, 1953 in Samuel, 1990; Gross et al., 1984).

Štúrovský paleogén je zastúpený vrchnoeocénnymi až oligocénnymi sedimentmi a jeho vývoj je veľmi podobný ako v priľahlých oblastiach Maďarska, napr. v okolí Ostrihomu (Seneš in Schaleková a Bystrická, 1956; Majzon in Schaleková a Bystrická, 1956; Brestenská a Lehotayová, 1960).

Paleogénne sedimenty z Blatnianskej priehlbiny sa nachádzajú v oblasti Bukovinskej brázdy, Bojníc a v Dobrovodskej priehlbine.

V Blatnianskej priehlbine v okolí Bojníc boli zistené paleogénne sedimenty vo vrtoch Š1 (Koš) – NB a Š2 – NB – (Bojnice) (Gross et al., 1978). Paleogénne sedimenty z tejto oblasti sú typickými flyšovými sedimentmi rozšírenými vo vnútrokarpatskom paleogénnom bazéne (Franko et al., 1977).

V Dobrovodskej priehlbine je prítomnosť paleogénnych redepozitov vysvetľovaná únikom západokarpatského segmentu z alpskej oblasti počas transgresie egenburgského mora cez front flyšových príkrovov magurskej skupiny do otvárajúcich sa spodnomiocénnych sedimentačných priestorov na území Centrálnych Západných Karpát (Kováč et al., 1991).

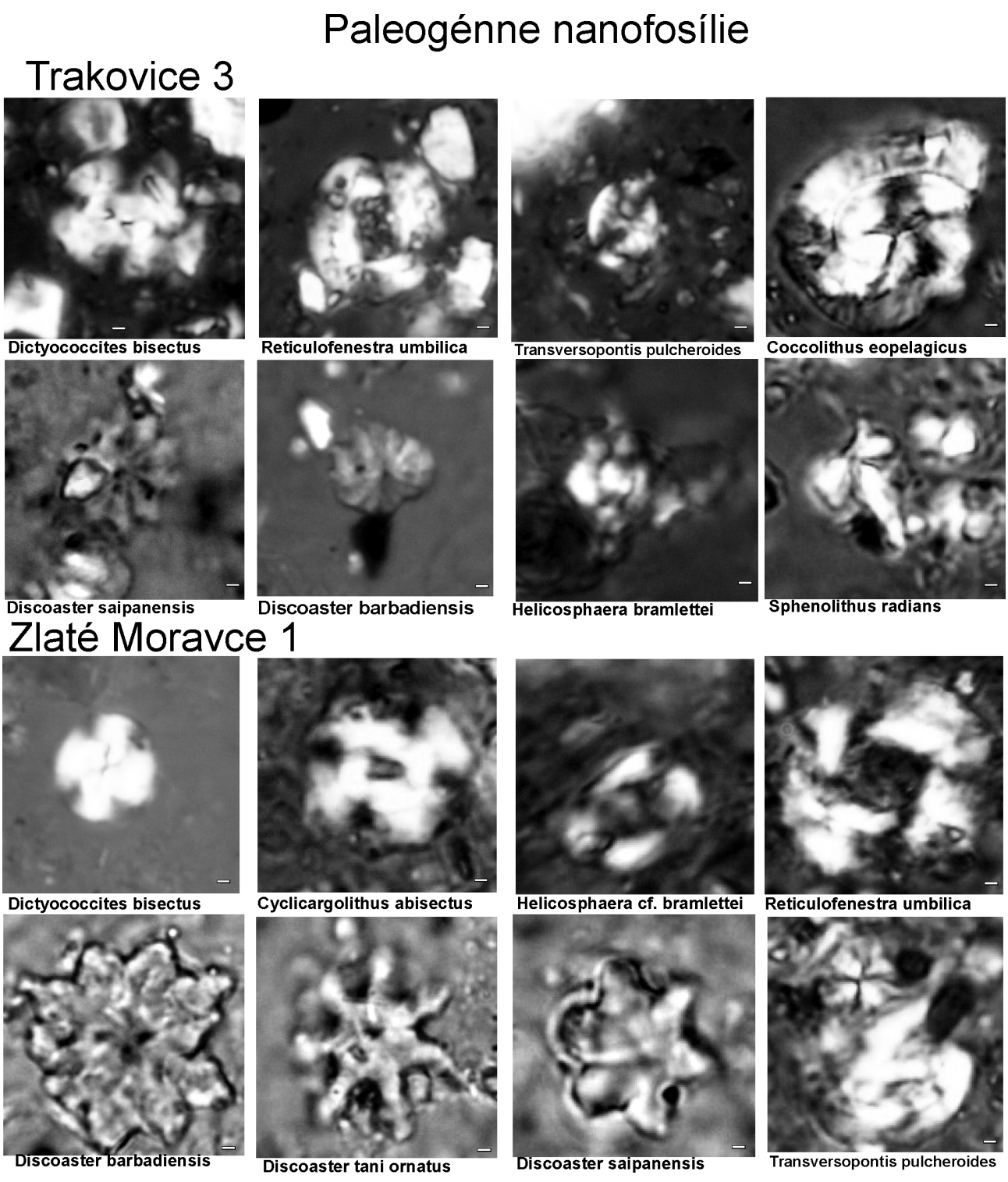
V Bukovinskej brázde sú paleogénne sedimenty zastúpené hrabnickým súvrstvím. Avšak niektoré znaky hrabnického súvrstvia nie sú typické pre centrálnokarpatský paleogén. Bazálny vývoj zlepencov, pieskovcov, detritických a riftových vápencov (paleocén – spodný eocén) obsahuje faunu, ktorá sa líši od paleogénnej fauny v oblasti Centrálnych Západných Karpát aj flyšových príkrovov a ktorú môžeme porovnávať s faunou južnejších oblastí, napr. waschberskou zónou (Gross et al., 1984), preto Gross et al. (1986) dokonca pripúšťajú možnosť vysunutia bloku Malých Karpát z alpskej oblasti do dnešnej pozície (Marko et al., 1990).

Z uvedených poznatkov vyplýva dvojaký typ výskytu paleogénnych sedimentov. Typický flyšový vývoj v Bánovskej priehlbine a v okolí Bojníc, v štúrovskom paleogéne je pokračovanie paleogénneho vývoja z oblasti dnešného Maďarska, avšak v Dobrovodskej priehlbine a v oblasti bukovinskej brázdy sa nachádza paleogén pochádzajúci z vonkajšieho predpolia Karpát. Otázka výskytu paleogénnych redepozitov v miocénnych sedimentoch panvy nie je dostatočne objasnená a nové informácie by mohlo poskytnúť štúdium ďalších vrtov z Dunajskej panvy.

Systematická časť

Vápnité nanofosílie použité v tomto článku:

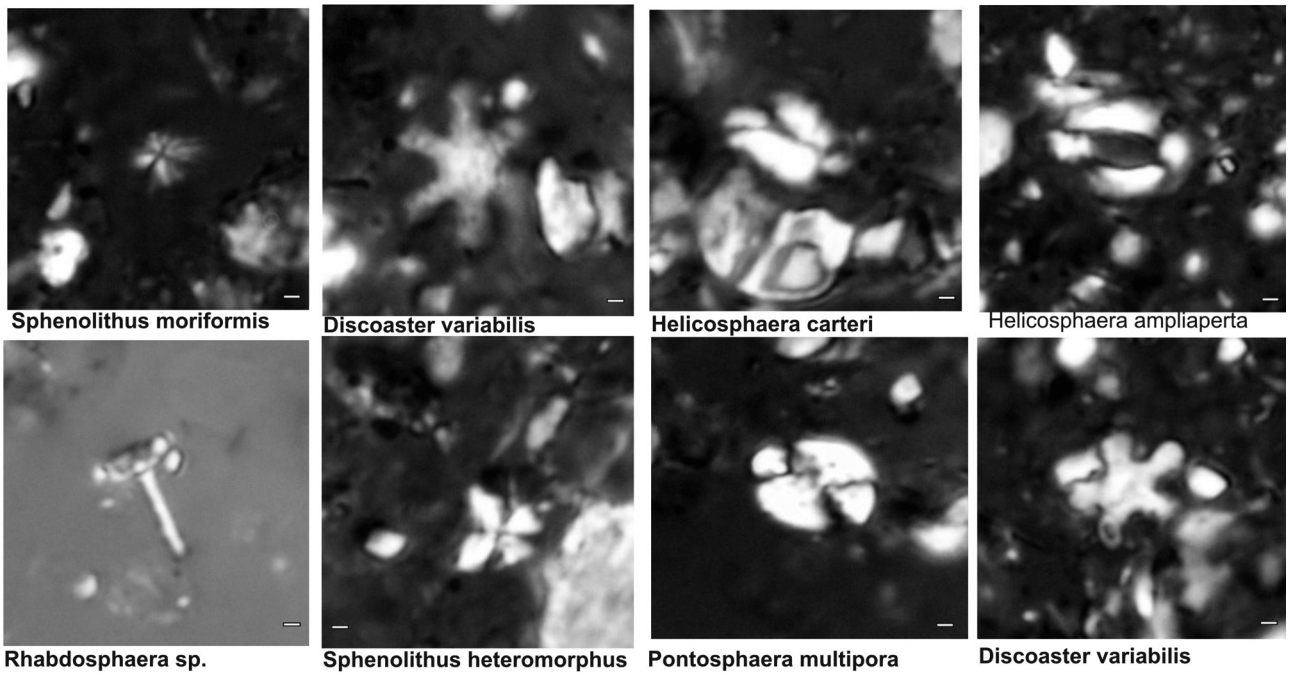
Calcidicus macintyrei (Bukry et Bramlette) Loeblich et Tappan
Calcidiscus premacintyrei Theodoridis
Coccolithus eopelagicus (Bramlette et Riedel, 1954) Bramlette et Sullivan
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller
Coronocyclus nitescens (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon
Cyclicargolithus abisectus (Müller) Wise
Cyclicargolithus floridanus (Roth et Hay) Bukry
Discoaster barbadiensis Tan



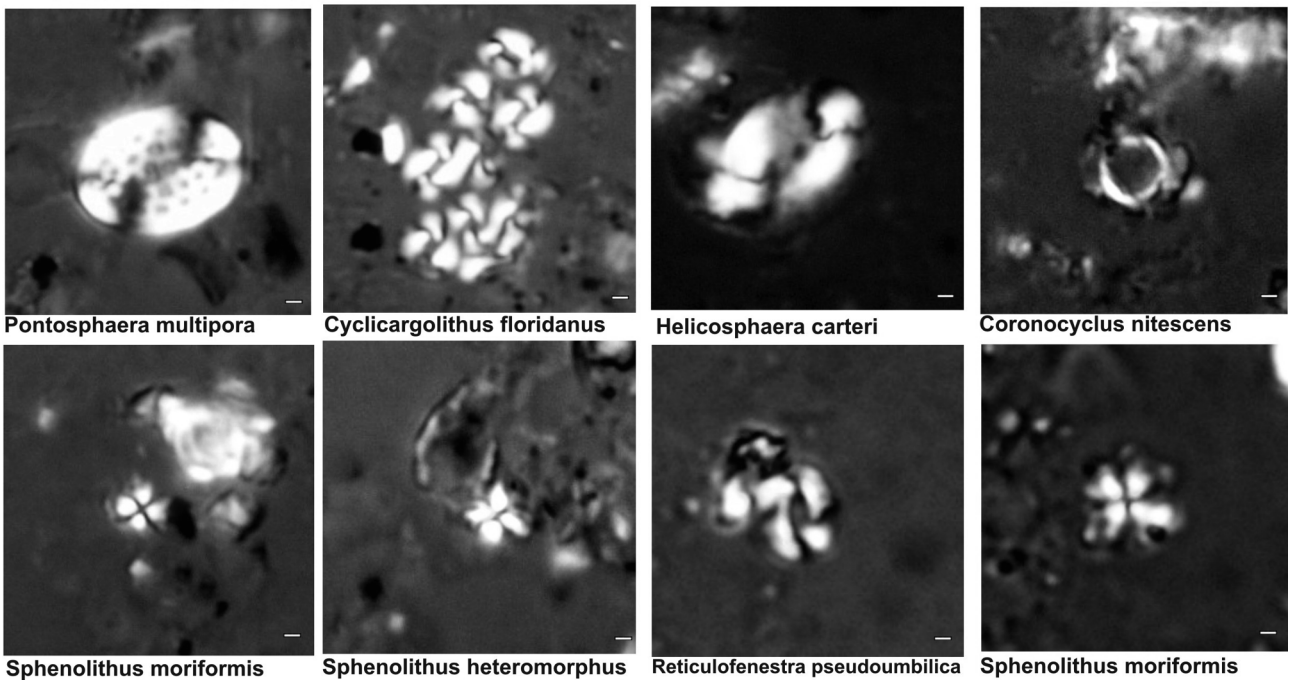
Discoaster deflandrei Bramlette et Riedel
Discoaster kugleri Martini et Bramlette
Discoaster saipanensis Bramlette et Riedel
Discoaster variabilis Martini et Bramlette
Discoaster tani nodifer Bramlette et Riedel
Dictyococcites bisectus (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival
Ericsonia formosa Kamptner
Helicosphaera ampliaperta Bramlette et Wilcoxon
Helicosphaera carteri (Wallich) Kamptner
Isthmolithus recurvus Deflandre
Pontosphaera latelliptica (Báldi-Beke et Báldi) Perch-Nielsen
Reticulofenestra pseudoumbilicus (Gartner) Gartner

Trakovice 3

Neogénne nanofosílie



Zlaté Moravce 1



Reticulofenestra umbilica (Levin) Martini et Ritzkowski
Sphenolithus heteromorphus Deflandre
Sphenolithus moriformis (Bronnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon
Zyghrablithus bijugatus (Deflandre) Deflandre
Transversopontis pulcheroides (Sullivan) Báldi-Beke

Poďakovanie. Moja veľká vďaka patrí doc. RNDr. Jánovi Sotákovi, DrSc., za cenné rady a informácie. Projekt bol financovaný z projektov VEGA 2/0140/09 a VEGA 2/0145/11.

References

Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Regionálna geológia 10. *GÚDŠ, Bratislava.*

Brestenská, E. & Lehotayová, R., 1960: Spodnooligocénne brakické usadeniny s Rotalia beccarii (L.) z oblasti Štúrova (južné Slovensko). *Geol. Práce, Zpr., 19 s.*

Franko, O., Gross, P., Samuel, O. et al., 1977: Štruktúrne hydrogeologické vrty v Hornonitrianskej kotline. Regionálna geológia 9. *GÚDŠ, Bratislava.*

Gross, P., 1978: Paleogene beneath Central Slovakian neovolcanic rocks. *In: Vozár, J. (ed.): Paleogeographical evolution of the West Carpathians. Konf., Symp., Sem., GS SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava, 121 – 146.*

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

Gross, P., Köhler, E. & Peterčáková, M., 1986: Paleogénne sedimenty Malých Karpát. *GÚDŠ, Bratislava.*

Haq, B. U., 1991: Sequence stratigraphy, sea-level change and significance for the deep sea. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 12, 3 – 39.*

Harčár, J., Priechodská, Z., Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A. & Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny. *GÚDŠ, Bratislava.*

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

Kováč, M., Holcová, K. & Nagymarosy, A., 1999: Paleogeography, paleobathymetry and relative sea-level changes in the Danube Basin and adjacent areas. *Geol. Carpath., 50, 4, 325 – 338.*

Kováč, M., Baráth, I., Šútovská, K. & Uher, P., 1991: Zmeny v sedimentárnom zázname spodného miocénu v dobrovodskej depresii. *Miner. Slov., 23, 201 – 213.*

Lehotayová, R., 1979: Vápnitá nanoflóra Západných Karpát. *Zem. Plyn Nafta, 23, 4a, 689 – 710.*

Lehotayová, R., 1985: Vápnitá nanoflóra spodného miocénu Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 9, 99 – 109.*

Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. & Šútovská, K., 1990: Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie). *Miner. Slov., 22, 399 – 410.*

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

Perch-Nielsen, K., 1985: Cenozoic calcareous nannofossils. *In: Bolli, H., Saunders, J. B. & Perch-Nielsen K. (eds.): Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 427 – 554.*

Samuel, O., 1990: Foraminifers and microbiostratigraphy of Central-Carpathian Paleogene of Bánovská kotlina depression. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 14, 11 – 20.*

Schaleková, A. & Bystrická, H., 1956: Treťohory pri Dunaji na juhozápadnom Slovensku. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VII, 1 – 2.*

Šútovská-Holcová, K., Vass, D. & Kvaček, Z., 1993: Opatovské vrstvy: vrchnoegerské sedimenty v Ipeľskej kotline. *Miner. Slov., 25, 428 – 436.*

Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. & Lexa, J., 1988: Molasse basins and volcanic activity in Western Carpathian Neogene: Its evolution and geodynamic character. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 5, 539 – 561.*

Vass, D., Pereszlényi, M., Kováč, M. & Král, M., 1990: Out-line Danube Basin geology. *Földt. Közl., Bull. Hung. Geol. Soc., 120, 193 – 214.*

Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. *ŠGÚDŠ, Bratislava, 202 s.*

Young, J. R., 1998: Neogene. *In: Bown, P. R. (ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy (Vol. 8). Dordrecht, Kluwer Academic, 225 – 265.*

INA CD ROM 3 : Electronic Nannoplankton Classification

Rukopis doručený 14. 12. 2011
Revidovaná verzia doručená 10. 8. 2012
Rukopis akceptovaný red. radou 26. 11. 2012

Redepositions of the Paleogene calcareous nannofossils in the Neogene sediments around the northern margin of the Danube Basin: The data source about uplift and erosion of the substrates

The calcareous nannofossils were studied from the boreholes Zlaté Moravce 1 and Trakovice 3 in the NE part of the Danube Basin. In "Middle Badenian" – Sarmathian sediments (Biela, 1978) the nannoplankton zone NN6 (sensu Martini, 1971) was determined.

The calcareous nannofossil association from the Zlaté Moravce 1 borehole consists of the Neogene *(Discoaster variabilis, Retciulofenestra pseudoumbilica, Sphenolithus abies, Helicosphaera carteri)* and Oligocene species *(Isthmolithus recurvus, Cyclicargolithus abisectus, Dictyococcites bisectus, Ericsonia formosa, Pontosphaera latelliptica, Reticulofenestra umbilica)*.

Percentage of Neogene species was about 80 % and that of Oligocene species was about 20 %.

Calcareous nannofossil association from Trakovice 3 borehole was composed of Neogene species *(Discoaster variabilis, Helicosphaera carteri, Sphenolithus abies, Reticulofenestra pseudoumbilica), as well as* Oligocene species *(Discoaster tani, Discoaster saipanensis, Discoaster barbadiensis, Pontosphaera latelliptica,*

Cyclicargolithus abisectus, Reticulofenestra umbilica, Dictyococcites bisectus). The big size form of some species indicated cold temperature conditions in the Oligocene.

Percentage of Neogene species was about 40 % and that of Oligocene species was about 60 %.

The presence of Oligocene nannofossils in Neogene sediments of the Danube Basin is unusual. Paleogene sediments in the Danube Basin are situated in the Bánovce depression, Blatno depression and Štúrovo Paleogene (Kováč, 2000). The Zlaté Moravce 1 and Trakovice 3 boreholes are not located in the area with Paleogene sediments.

The Paleogene sediments are supposed to be inevitably present in the studied area. This is an important topic for the next investigation.

Mineralia Slovaca, 44 (2012), 267 – 278
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Faciálny vývoj borovského súvrstvia v oblasti Bieleho Potoka pri Ružomberku a Komjatnej

JURAJ ŠURKA[1], ĽUBOMÍR SLIVA[2] a JÁN SOTÁK[1, 3, 4]

[1]Geologický ústav SAV, Ďumbierska 1, 974 11 Banská Bystrica;
surka@savbb.sk, sotak@savbb.sk
[2]NAFTA, a. s., Votrubova 1, 821 09 Bratislava; lubomir.sliva@nafta.sk
[3]Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[4]Katedra geografie, Pedagogická fakulta, Katolícka univerzita v Ružomberku,
Hrabovská cesta 1, 034 01 Ružomberok

Facial development of the Borové Formation in the area of Biely Potok at the town of Ružomberok and at Komjatná village (Western Carpathians, Slovakia)

Presented article deals with the initial phase of the Borové Formation sedimentation. Two sites were studied: Biely Potok in the Liptov Basin and Komjatná in the Orava region. At these sites, four profiles were described. Based on detailed sedimentological analysis, their lower parts can be described as the bottom part of the pre-transgressive alluvial fan of "sheetflood" type, with prevailing cohesionless debris flow. There is a shift to aqueous environment of on-coming transgression, present in the upper parts of studied profiles, where sediments were deposited mainly from the hyperconcentrated flows. The uppermost parts of sedimentary record contain foraminifers and ichnofossils, whose presence represent the evidence of marine depositional environment of the shoreface.

Key words: alluvial fan, fan delta, cohensionless debris flow, hyperconcentrated flow, Paleogene, Borové Formation

Úvod

Sedimentárne formácie paleogénu majú na území Oravy a v Liptovskej kotline značné plošné rozšírenie. Nachádzajú sa tu všetky základné paleogénne súvrstvia podľa členenia Grossa et al. (1984), menovite sú to: borovské súvrstvie, hutianske súvrstvie, zuberecké súvrstvie a bielopotocké súvrstvie. Zatiaľ čo posledné tri súvrstvia majú generálne charakter hlbokovodných sedimentov turbiditných prúdov, borovské súvrstvie má odlišný litofaciálny charakter (Gross et al., 1980, 1993; Starek, 2001). Ide hlavne o plytkomorské a kontinentálne sedimenty, ktoré tvoria bázu mladších, hlbokomorských sedimentov. Hlavným cieľom tejto práce bolo vysledovať ich faciálnu variabilitu.

Na zreteľ boli zobrané dve lokality s podobným faciálnym vývojom. Z územia Liptovskej kotliny je to lokalita Biely Potok pri Ružomberku a z územia Oravy je to lokalita Komjatná.

Metodika

Sedimenty borovského súvrstvia sa v teréne často nachádzajú ako morfologické vyvýšeniny vystupujúce z okolitého mezozoického podložia. Mnohokrát vytvárajú ťažko dostupné kolmé stupne a vežičky, ktoré sa ale vďaka svojim rozmerom a plochám bez vegetácie stávajú veľmi vhodnými miestami pre sedimentologické profilovanie. Pre exponovaný prístup preto musela byť ich dokumentácia uskutočnená za pomoci jednolanovej techniky. Profilovalo sa systémom „vrstva po vrstve" *(bed by bed)* s presnosťou na centimetre, ktorý bol častokrát sťažený, pretože sedimenty majú charakter masívnych amalgamovaných vrstiev, bez výraznejších vrstevných rozhraní. Dôraz sa tiež kládol na zrnitosť, opracovanie klastov, typy štruktúr a textúr a hrúbku vrstiev. V niektorých prípadoch bola použitá morfometrická analýza klastov. Výrazné a dôležité sedimentárne znaky boli počas profilovania fotodokumentované a bol urobený pravidelný odber vzoriek.

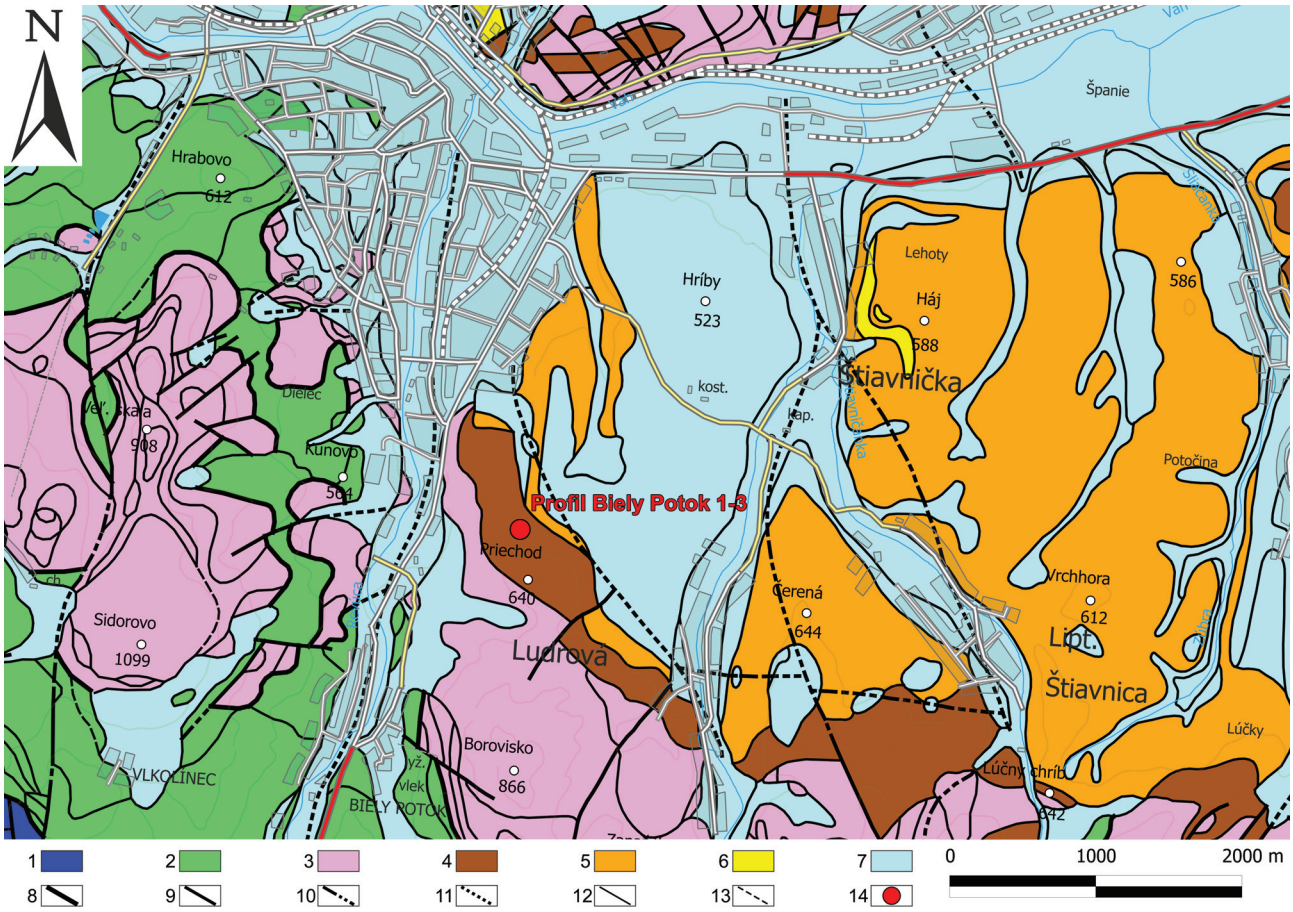
Oblasť Biely Potok pri Ružomberku

Borovské súvrstvie sa v oblasti Bieleho Potoka vyskytuje v podobe súvislejšieho pásu, ktorý sa tiahne v smere SZ – JV (obr. 1). Študovaná lokalita predstavuje aktívny kameňolom, v ktorom vystupujú masívne svetlosivé detritické dolomity. Ide o vrchnotriasový hlavný dolomit hronika. Tvorí nerovný, skrasovatený podklad transgresívne uloženým svetložltým sedimentom borovského súvrstvia (obr. 2).

Všetky tri sedimentologické profily sú situované v horných etážach aktívneho lomu pri obci Biely Potok (obr. 1).

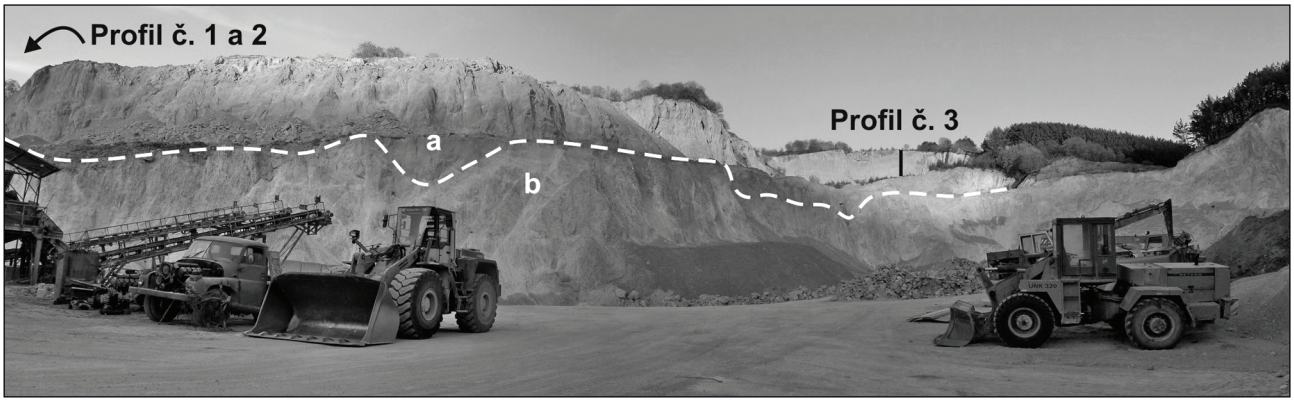
Profil Biely Potok 1

Profil sa nachádza na severnom okraji vrchnej etáže starej časti kameňolomu (obr. 3). Báza 7 metrov vysokého profilu je približne 5 metrov nad mezozoickým podložím, ktoré je tvorené triasovými dolomitmi hronika. Profil je v spodnej časti tvorený dobre opracovanými (5. – 6. stupeň opracovania podľa Krumbeina, ďalej len stupeň) drobnozrnnými až strednozrnnými monomiktnými dolomitovými zlepencami s podpornou štruktúrou



Obr. 1. Lokalizácia sedimentologických profilov v oblasti Biely Potok. 1 – tatrikum; 2 – fatrikum; 3 – hronikum; 4 – borovské súvrstvie; 5 – hutianske súvrstvie; 6 – zuberecké súvrstvie; 7 – kvartér; 8 – zistené príkrovové/presunové línie; 9 – zistené zlomy; 10 – predpokladané zlomy; 11 – zakryté zlomy; 12 – zistené geologické hranice; 13 – predpokladané geologické hranice; 14 – poloha profilu.

Fig. 1. Location of sedimentological profiles in the Biely Potok area. 1 – Tatric Unit; 2 – Fatric Unit; 3 – Hronic Unit; 4 – Borové Formation; 5 – Huty Formation; 6 – Zuberec Formation; 7 – Quaternary; 8 – nappe and overthrust lines; 9 – detected faults; 10 – expected faults; 11 – covered faults; 12 – detected geological boundaries; 13 – expected geological boundaries; 14 – profile position.



Obr. 2. Transgresívne uložené horniny borovského súvrstvia (a) na dolomitoch hronika (b).

Fig. 2. The Borové formation rocks (a) transgressively deposited on dolomites of the Hronic Unit (b).

štrkopiesčitého matrixu, ktorý sa v niektorých miestach mení na podpornú štruktúru klastov (obr. 4). Dolomitové klasty majú v priemere 3 – 4 mm (granulit), ale občas sa vyskytujú aj 30 mm veľké klasty, ktoré „plávajú" v okolitej drobnozrnnejšej hmote. Zlepence neobsahujú žiadne organické zvyšky a nevidieť ani textúrne znaky. V strednej časti profilu sa veľkosť klastov zmenšuje priemerne na 2 – 3 mm. Smerom nahor sa objavujú dve vrstvičky slabo opracovaných až 30 mm veľkých klastov s podpornou štruktúrou matrixu. Priemerná veľkosť 10 najväčších klastov je 21,4 mm. Hornú časť profilu reprezentujú dobre opracované veľmi drobnozrnné zlepence, v najvyšších častiach hrubozrnné až strednozrnné vápnité pieskovce s hojným výskytom veľkých foraminifer.

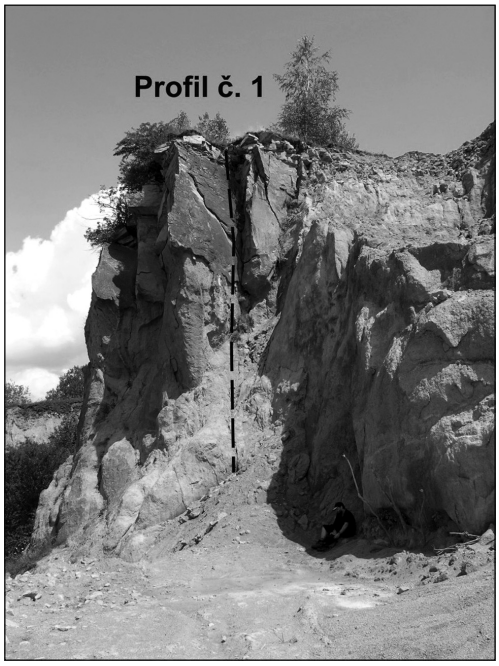
Smerom do nadložia prechádza borovské súvrstvie do hutianskeho súvrstvia. Pre vegetačný pokryv prechod nie je viditeľný, ale v blízkosti lomu sa nachádza tehelňa, v ktorej sa ťažili íly hutianskeho súvrstvia.

Profil Biely Potok 2

Osem metrov vysoký profil sa nachádza v starej časti kameňolomu na rovnakej etáži ako profil Biely Potok 1. Mezozoické podložie sa nachádza približne 2 metre pod bázou profilu. Profil je tvorený drobnozrnnými až strednozrnnými zlepencami s podpornou štruktúrou matrixu, miestami klastov. Klasty sa veľkostne pohybujú medzi 3 – 7 mm. Opracovanosť klastov kolíše v rozmedzí 4. – 5. po 5. – 6. stupeň. V profile sa nachádzajú dve vrstvy s väčšími klastami (obr. 5) – slabšej opracovanosti, pričom priemerná veľkosť 10 najväčších klastov je 35 mm. Zlepence vytvárajú v celom profile hrubé amalgamované vrstvy monomiktných zlepencov bez textúrnych znakov a bez organických zvyškov. Na rozdiel od profilu Biely Potok 1 sa tu vo vrchných častiach nenachádzajú vápnité pieskovce s veľkými foraminiferami.

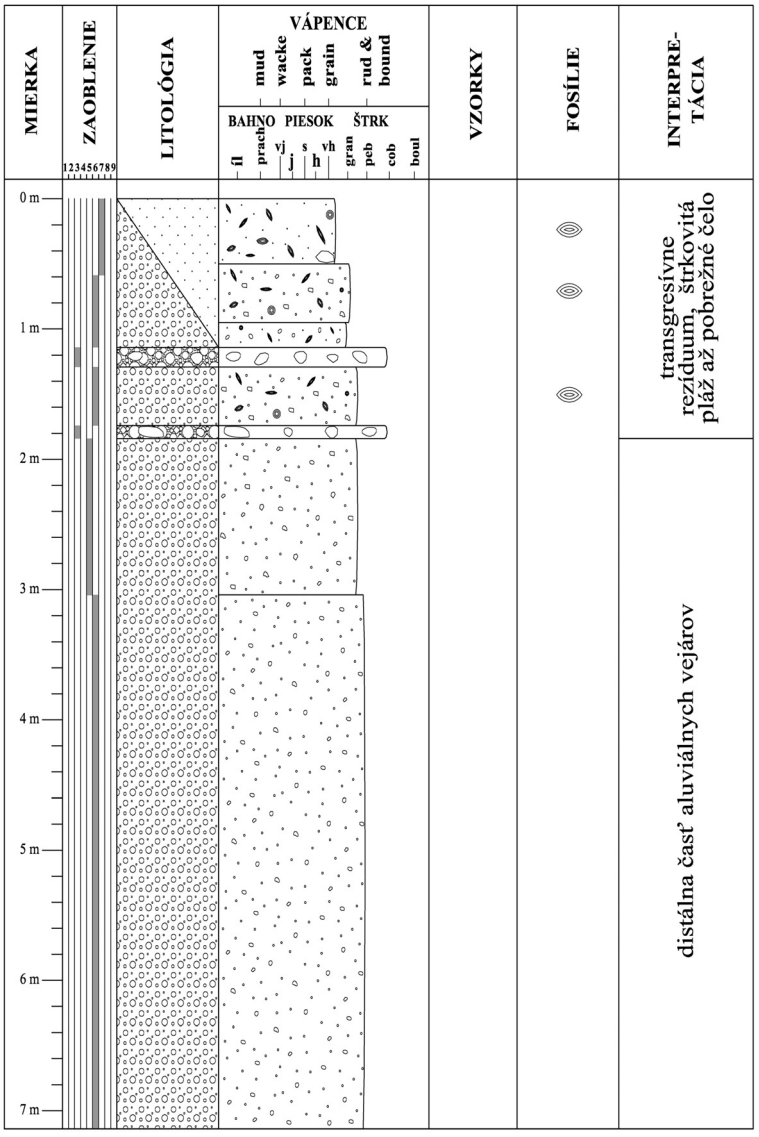
Profil Biely Potok 3

Profil sa nachádza v najvrchnejšej etáži kameňolomu, približne 300 metrov JJV od profilov 1 a 2 (obr. 2). Necelých 15 m napravo od profilu je viditeľný tektonický kontakt borovského súvrstvia s triasovými dolomitmi hronika (obr. 6). Na báze profilu sa nachádzajú veľké neopracované klasty dolomitov s veľkosťou až 80 mm, čo hovorí o blízkosti mezozoického podložia, ktoré sa



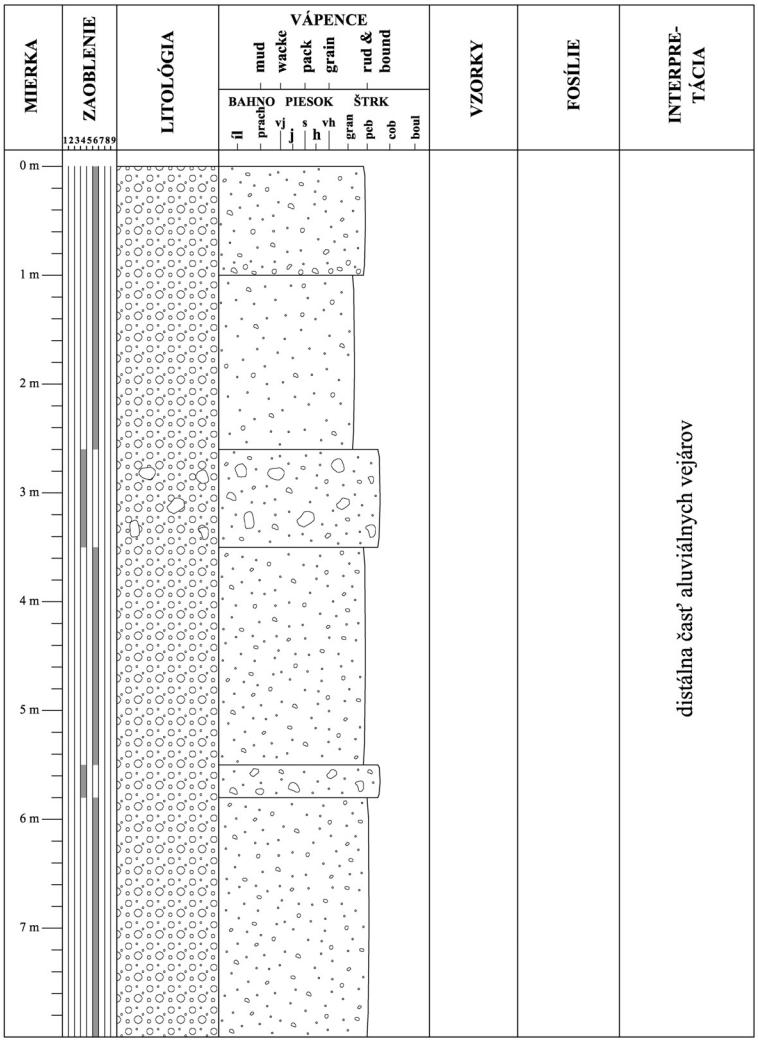
Obr. 3. Sedimentologický profil Biely Potok č. 1.

Fig. 3. The Biely Potok 1 sedimentological profile.



Obr. 4. Profil Biely Potok 1

Fig. 4. The Biely Potok 1 profile.



Obr. 5. Profil Biely Potok 2.

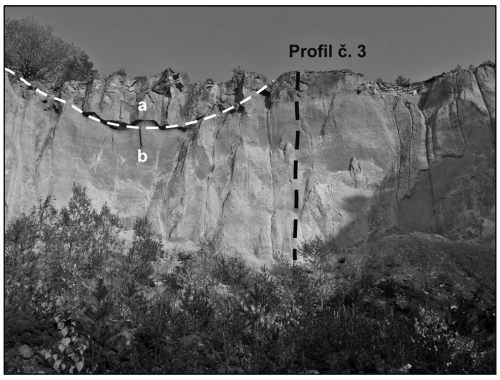
Fig. 5. The Biely Potok 2 profile.

nachádza asi 3 metre pod profilom. Najspodnejšia časť je tvorená strednozrnnými a drobnozrnnými zlepencami, ktoré sa v spodných 5-tich metroch profilu striedajú (obr. 9). Zlepence majú 5. – 7. stupeň opracovania s podpornou štruktúrou matrixu, niekde klastov. Pri drobnozrnných zlepencoch majú klasty priemerne 3 mm, pri strednozrnných 30 mm. Strednú časť profilu tvorí masívny súbor drobnozrnných zlepencov s priemernou zrnitosťou 3 mm s podpornou štruktúrou matrixu. Opracovanosť klastov je nejednotná a kolíše medzi 3. až 6. stupňom opracovanosti. Približne v hornej tretine zlepencov sa nachádza 20 cm pruh veľkých (priemerne 30 – 40 mm) slabšie opracovaných klastov. Tieto zlepence majú podpornú štruktúru klastov. Z uvedeného pruhu boli odobraté klasty na analýzu tvaru a maximálnej projekčnej sféricity (Sneed a Folk, 1958; obr. 8). Klasty boli rozdelené na dve veľkostné kategórie: 16 – 32 mm a 32 – 64 mm, pričom pre každú triedu bola samostatne vypočítaná maximálna projekčná sféricita a tvarový faktor. Pre veľkostnú kategóriu 16 – 32 mm



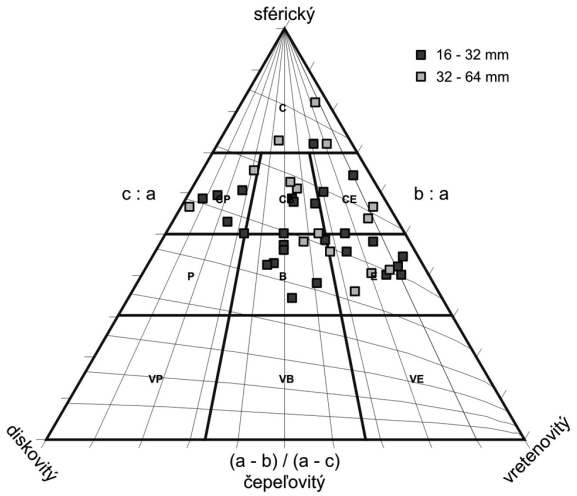
Obr. 6. Tektonický kontakt borovského súvrstvia (a) s triasovými dolomitmi (b).

Fig. 6. Tectonic junction between Borové Formation (a) and Triassic dolomites (b).



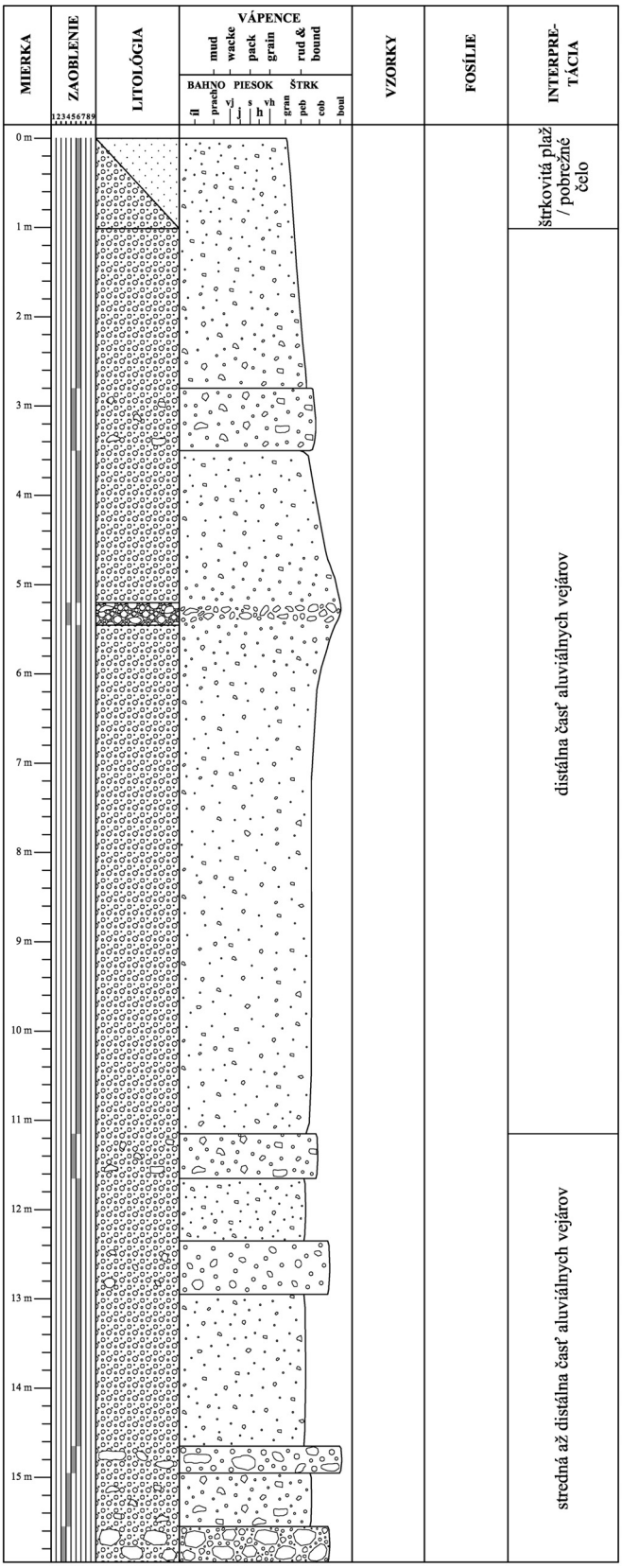
Obr. 7. Sedimentologický profil Biely Potok 3. V hornej časti profilu vystupujú odolnejšie hrubozrnné pieskovce (a) na drobnozrnných zlepencoch (b).

Fig. 7. The Biely Potok 3 sedimentological profile. More resistent coarse-grained sandstones figure at the top of the profile (a) above the fine-grained conglomerates (b).



Obr. 8. Diagram Sneeda a Folka (1958) znázorňujúci maximálnu projekčnú sféricitu a tvarové triedy.

Fig. 8. Diagram of Sneed and Folk (1958) showing the maximum projection sphericity and the shape classes.



Obr. 9. Profil Biely Potok 3.

Fig. 9. The Biely Potok 3 profile.

boli hodnoty maximálnej projekčnej sféricity Ψ_P = 0,713 a tvarového faktora Fr = –0,22. Pre kategóriu 32 – 64, Ψ_P = 0,759 a Fr = –0,26. Z uvedených hodnôt vyplýva, že klasty sú prevažne vretenovitých až čepeľovitých tvarov a prekonali len veľmi krátky transport. Nedostatok diskovitých klastov je jeden z hlavných faktorov, ktorý má za následok, že v sedimentárnom zázname nie sú viditeľné textúrne znaky, ako je napríklad imbrikácia.

Vrchná časť profilu je tvorená drobnozrnnými zlepencami, v ktorých sa nachádza 70 cm vrstva väčších klastov s priemerom 8 mm. Najvrchnejšie časti sú na prechode drobnozrnný zlepenec – hrubozrnný pieskovec (obr. 7), tak ako to bolo v profile Biely Potok 1, ale v tomto prípade sú bez výskytu veľkých foraminifer.

Sedimentologická interpretácia: interpretácia je pomerne náročná a limitovaná malým množstvom profilov, ktoré vytvárajú len bodový obraz s väčším depozičným areálom. Hlavný podiel na zložení majú masívne beztextúrne zlepence a brekcie, ktoré tvoria približne 80 % z celkového objemu sedimentov (profily Biely Potok 1 a 3 z 3/4 a profil Biely Potok 2 v celej dĺžke). Zlepence a brekcie vznikali z nesúdržných úlomkových prúdov, pravdepodobne ešte v predtransgresívnom kontinentálnom prostredí, čomu nasvedčuje aj neprítomnosť fosílií, prípadne navŕtaných klastov. Sedimentácia pravdepodobne prebiehala v stredných až distálnych častiach aluviálnych vejárov v oblasti pobrežných rovín.

Vrchná časť profilov Biely Potok 1 a 3 je tvorená jemnozrnnejším piesčitým materiálom s výskytom fosílnych zvyškov. Tie sú zastúpené veľkými foraminiferami, ktorých výskyt sa viaže iba na profil Biely Potok 1. Ich vek bol stanovený ako vrchnoeocénny (Gross et al., 1980). Vrchné časti profilov sú už pravdepodobne transgresívne morské sedimenty pobrežného čela s vyvinutým transgresívnym rezíduom, tzv. lagom, čo je však veľmi špekulatívne. Celková slabá opracovanosť hovorí o krátkom transporte. Neveľké rozmery klastov a ich ostrohranný charakter môžu byť taktiež dôsledkom špecifických mechanických vlastností (krehkosť, rozpadavosť) dolomitov.

Oblasť Komjatná

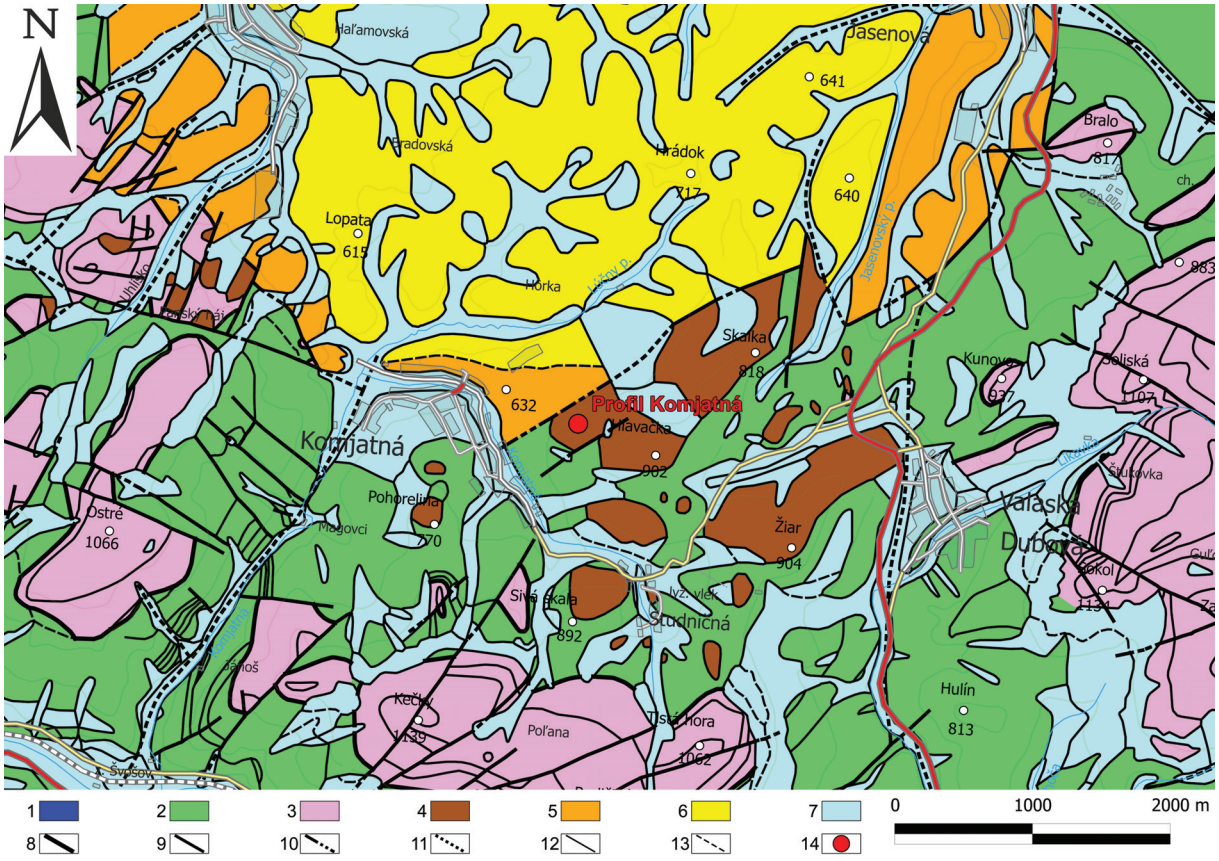
Borovské súvrstvie v oblasti Komjatnej vystupuje v podobe izolovaných výskytov, transgresívne nasadajúcich na mezozoické horniny fatrika a v malej miere hronika. V reliéfe vytvára skalné vežičky, ktoré dominantne vystupujú nad okolitý terén.

Profil Komjatná

Profil sa nachádza asi 900 metrov JV od cintorína v dolnej časti obce Komjatná (obr. 10). Tvorí ho skalná vežička, ktorá je z okolia dobre viditeľná (obr. 11).

Približne 20 metrov pod bázou 44 metrov dlhého profilu sa začínajú vyskytovať vápnité ílovce a jemnozrnné

pieskovce porubského súvrstvia fatrika. Spodná časť profilu je tvorená strednozrnnými až hrubozrnnými zlepencami prevažne 4. – 6. stupňa opracovania s podpornou štruktúrou klastov. Dolomitové klasty majú priemerne 10 mm, často dosahujú aj 30 mm. V strednej časti týchto zlepencov sú klasty na seba veľmi silne natlačené. Vrchnú časť zlepencov tvorí vrstva s veľkými dobre opracovanými klastami s veľkosťou až 250 mm, ktoré sú „utopené“ v jemnozrnnejšej hmote a smerom do spodnej časti vrstvy ich množstvo pribúda (normálna gradácia; obr. 17).



Obr. 10. Lokalizácia sedimentologického profilu v oblasti Komjatná. 1 – tatrikum; 2 – fatrikum; 3 – hronikum; 4 – borovské súvrstvie; 5 – hutianske súvrstvie; 6 – zuberecké súvrstvie; 7 – kvartér; 8 – zistené príkrovové/presunové línie; 9 – zistené zlomy; 10 – predpokladané zlomy; 11 – zakryté zlomy; 12 – zistené geologické hranice; 13 – predpokladané geologické hranice; 14 – poloha profilu.

Fig. 10. Location of sedimentological profiles in the Komjatná area. 1 – Tatric Unit; 2 – Fatric Unit; 3 – Hronic Unit; 4 – Borové Formation; 5 – Huty Formation; 6 – Zuberec Formation; 7 – Quaternary; 8 – nappe and overthrust lines; 9 – detected faults; 10 – expected faults; 11 – covered faults; 12 – detected geological boundaries; 13 – expected geological boundaries; 14 – profile position.



Obr. 11. Sedimentologický profil Komjatná.

Fig. 11. The Komjatná sedimentological profile.

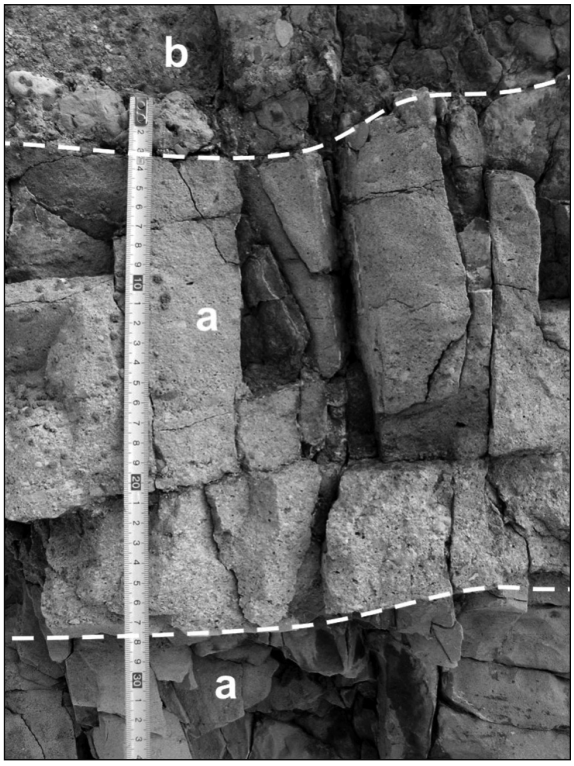
V úrovni 38 metrov sa nachádzajú drobnozrnné zlepence s priemernou veľkosťou klastov 3 mm, ktoré sú často na seba silne natlačené. V nich sa nachádzajú pruhy strednozrnných až hrubozrnných dobre opracovaných zlepencov, ktoré sú hrubé len niekoľko centimetrov, prípadne majú hrúbku veľkosti jedného klastu (2 – 3 cm). Veľkosť najväčších klastov dosahuje až 120 mm.

V úrovni 35 metrov sa začínajú objavovať normálne gradované pieskovce (obr. 12). Tie odspodu prechádzajú od strednozrnných zlepencov cez hrubozrnné, stredno-zrnné až drobnozrnné pieskovce. Gradované vrstvy pieskovcov sa niekoľkokrát opakujú (obr. 17). Medzi pieskovcami sa striedajú vrstvy stredno- až hrubozrnných, často normálne gradovaných zlepencov. V najvyššie uloženej vrstve pieskovcov sa miestami nachádzajú šošovkovité telesá zlepencov (obr. 13). Nad touto vrstvou sa nachádzajú stredno až hrubozrnné zlepence. V úrovni

24,2 metrov sa vyskytuje vrstva s najväčšími klastami v profile. Veľkosť 10 najväčších klastov je 200,4 mm. Klasty sú dobre opracované (6. stupeň) a vrstva má podpornú štruktúru klastov.

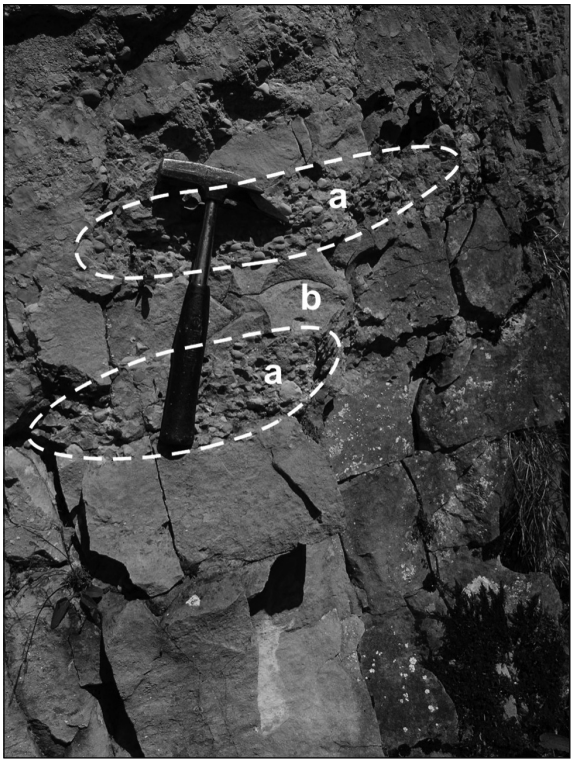
Smerom do nadložia sa začína objavovať striedanie drobnozrnných zlepencov so strednozrnnými, tak ako to bolo v nižšej časti profilu (v 37 metroch). Tu je však striedanie oveľa častejšie a na dlhšom úseku (obr. 14). Vrstvy sú niekedy gradované, zriedkavo aj inverzne.

Nad týmito vrstvami sa v úrovni 18,5 metrov nachádzajú dve normálne gradované vrstvy drobnozrnných zlepencov. V ich dolných častiach sa vyskytujú veľmi veľké dobre až slabo opracované „utopené“ dolomitové klasty (obr. 15).



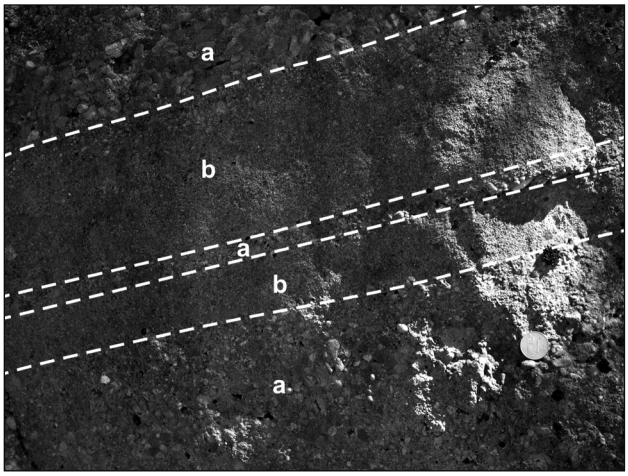
Obr. 12. Gradované pieskovce (a), na ktoré nasadajú strednozrnné zlepence (b).

Fig. 12. Graded sandstones (a) overlaid by medium-grained conglomerates (b).



Obr. 13. Šošovky zlepencov (a) v pieskovcoch (b).

Fig. 13. Conglomerate lenticles (a) in sandstones (b).



Obr. 14. Striedanie strednozrnných zlepencov (a) s drobnozrnnými (b).

Fig. 14. Altering of medium-grained conglomerates (a) with fine-grained conglomerates (b).



Obr. 15. „Utopený“ 210 mm veľký dolomitový klast v drobnozrnnom zlepenci.

Fig. 15. 210 mm high dolomite clast “drowned” in fine-grained conglomerates.

Vrchnú časť profilu tvoria drobnozrnné zlepence s veľkosťou klastov 3 – 5 mm, v ktorých sa dajú sledovať náznaky normálnej gradácie. Klasty sú väčšinou slabšie opracované, začína sa objavovať podporná štruktúra matrixu a objavujú sa numulity.

Najvrchnejšia časť profilu je zastúpená drobnozrnnými zlepencami, niekedy skoro až hrubozrnnými pieskovcami s veľkým množstvom numulitov a podpornou štruktúrou matrixu. V drobnozrnných zlepencoch sa občas objavujú pruhy väčších, na seba tesnejšie usporiadaných klastov. 1,5 metra pod vrcholom profilu sa vyskytujú niekoľkocentimetrové subvertikálne pruhy horizontálne až šikmo usporiadaných numulitov (obr. 16). Takéto stopy boli pozorované v borovskom súvrství vo viacerých lokalitách (napr. zárez cesty Huty-Matiašovce, Závažná Poruba) a nachádzali sa vždy vo vrchných častiach profilov borovského súvrstvia. Opísané boli tiež z územia Poľska (Roniewicz, 1970; Jach et al., 2010). Prvýkrát bola táto stopa pomenovaná ako *Nummipera Eocenica* Hölder 1989.

Sedimentologická interpretácia: spodné časti profilu tvoria strednozrnné až hrubozrnné zlepence s pomerne častou normálnou gradáciou, ktoré pravdepodobne predstavujú sedimenty fluviálnych barov aluviálneho systému (Nemec a Postma, 1993). Veľmi časté je tiež striedanie hrubozrnnejších a jemnozrnnejších vrstiev malých hrúbok so zrnami natlačenými silne na seba, s najväčšou pravdepodobnosťou reprezentujúcimi usadeniny prívalových prúdov *(flash flood, sheet flood)* na povrchu aluviálnych vejárov alebo vejárových delt (Nemec a Steel, 1984).

Šošovky zlepencov v jemnozrnnejšom pieskovci pravdepodobne predstavujú resedimenty polospevnených štrkov, ktoré boli nesené v hustom gravitačnom prúde na svahu vejárovej delty. Keďže sa v sedimentoch spodnej časti profilu nenachádzajú žiadne fosílie, prostredie bolo pravdepodobne kontinentálneho charakteru (aluviálne vejáre), prípadne ide o deltové prostredie, v ktorom znížená salinita neumožňovala životné podmienky pre rozvoj numulitov. Celá spodná časť profilu by sa mohla označiť ako predtransgresívny aluviálny vejár, ktorý približne v úrovni 35 metrov vstupuje do vodného prostredia.

V úrovni 16 metrov sa začínajú objavovať prvé numulity, čo už jednoznačne signalizuje vstup do morského prostredia. Ide pravdepodobne o transgresívne sedimenty prepracovaného aluviálneho vejára. Striedanie hrubozrnnejších vrstiev s jemnozrnnejšími a pravidelné pruhy väčších zŕn vo vrchnej časti súvisia s vlnovým prepracovaním. V najvrchnejších častiach profilu sa objavujú bioturbácie, takže sedimenty sa už asi nachádzali pod bázou bežného vlnenia a predstavujú depozity spodného pobrežného čela. Na základe tvaru a zloženia stopy *Nummipera Eocenica* Hölder 1989, ktorá by sa dala prideliť k morfotypu B, sa však aj najvyššie časti profilu nachádzajú stále v pomerne plytkovodnom a fotickom prostredí (Jach et al., 2010).



Obr. 16. Pruh horizontálne usporiadaných numulitov (*Nummipera Eocenica* Hölder 1989).

Fig. 16. Strip of horizontally arranged nummulites (*Nummipera Eocenica* Hölder 1989).

Záver

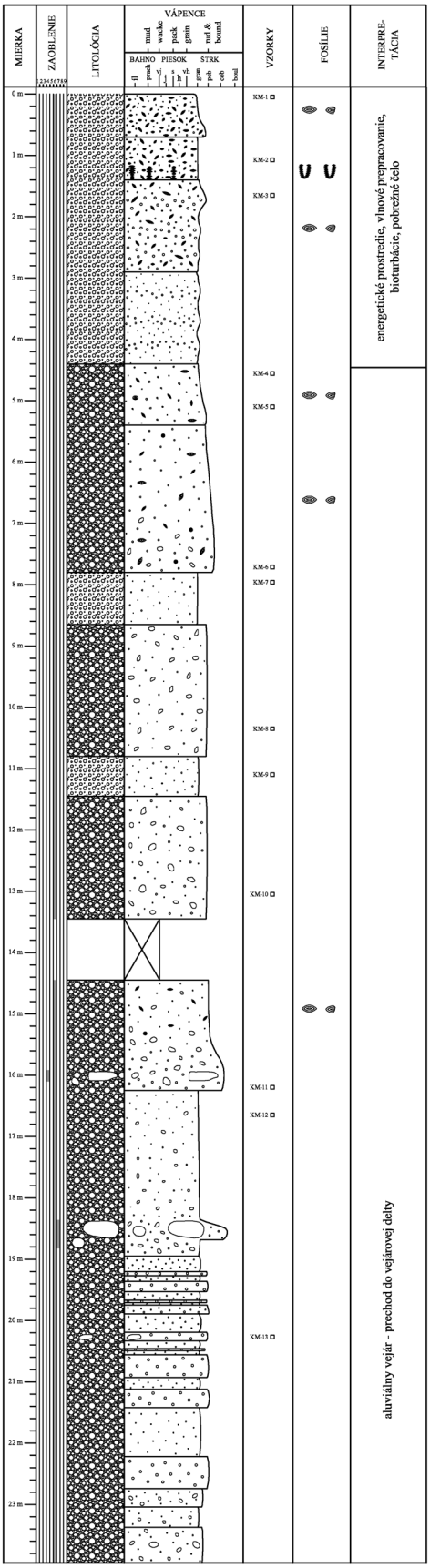
Na základe zistených údajov možno sedimenty borovského súvrstvia z lokalít Biely Potok a Komjatná rozdeliť do troch základných faciálnych typov:

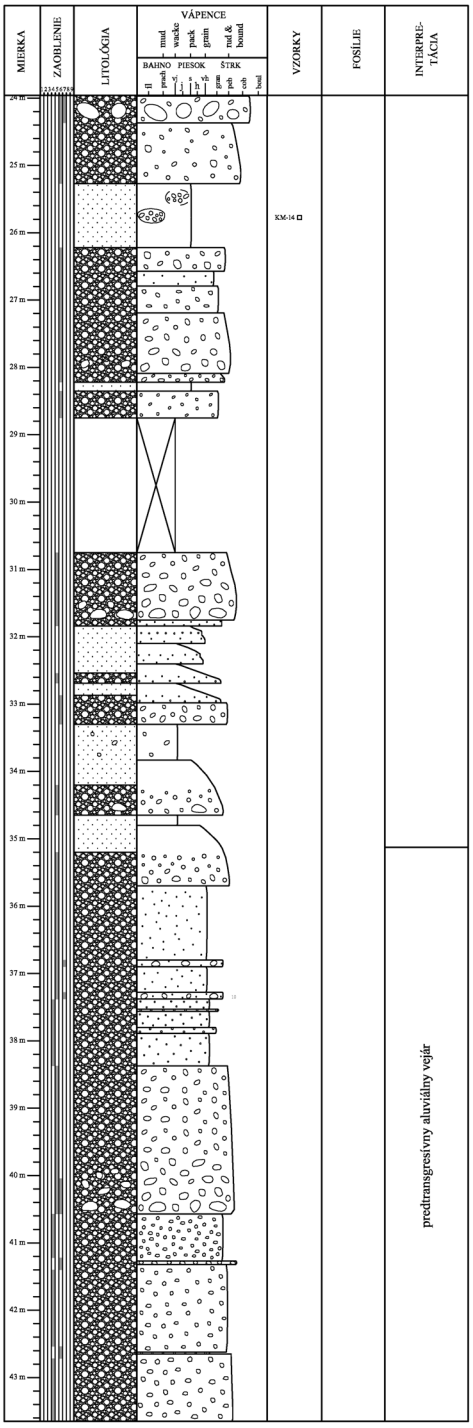
1. – brekcie a zlepence s poloostrohrannými až polozaoblenými klastami prevažujúcej frakcie 25 – 35 mm, obsahujúce klasty až do 100 mm.

2. – zlepence s polozaoblenými až poloostrohrannými klastami priemernej veľkostnej kategórie 10 – 15 mm s výskytom tenkých vrstvičiek zlepenca, často s hrúbkou iba jedného klastu, miestami normálnou gradáciou a občasným výskytom pieskovcových vrstiev s hrúbkou do jedného metra.

3. – zlepence s polozaoblenými až poloostrohrannými drobnozrnnými klastami až strednozrnné pieskovce, s prevažujúcou frakciou 3 – 7 mm v najvyšších častiach s výskytom veľkých foraminifer.

Ak postupujeme smerom od bázy, ktorú tvoria hlavne brekcie a zlepence, teda faciálny typ 1, podľa znakov, akými sú pomerne slabá opracovanosť, nevytriedenosť, podporná štruktúra klastov, chýbajúce textúrne znaky, môžeme tento typ sedimentov priradiť k aluviálnym vejárom typu „sheetflood", v ktorých prevládajúcim procesom transportu je nesúdržný úlomkový prúd (Nichols, 1999). Najčastejšie ide o proximálne časti aluviálnych vejárov (Nemec a Steel, 1984; obr. 18). V našom prípade ide o najspodnejšie časti profilov Biely Potok 3 a Komjatná. Priamo v profile Komjatná (obr. 17) sa aj na báze nachádzajú už lepšie





Obr. 17. Profil Komjatná.

Fig. 17. The Komjatná profile.

opracované klasty, avšak laterálne sa v blízkosti nachádzajú reprezentatívnejšie brekcie, ktorých sedimentárne znaky jasne poukazujú na transport v podobe úlomkových prúdov.

Smerom do vrchných častí profilov sa stretávame s lepším opracovaním klastov, normálne gradovanými vrstvami, nápadne tenkými vrstvičkami zlepencov a aj občasným výskytom pieskovcových medzivrstiev. Na základe týchto znakov by sme mohli hovoriť o sedimentoch aluviálnych vejárov, na ktorých povrchu dochádza k častým plošným splachom sedimentov (Nichols, 1999). Hlavným procesom transportu sú vysokonasýtené (hyperkoncentrované) prúdy. Podľa Nemca a Steela (1984) by sa tieto sedimenty mohli zaradiť aj do kategórie zlepencov divočiacich riek, ktoré sa často vytvárajú v stredných a distálnych častiach aluviálnych vejárov (obr. 18). V našom prípade ide o spodnú časť profilu Biely Potok 1, profil Biely Potok 2 a strednú časť profilu Komjatná.

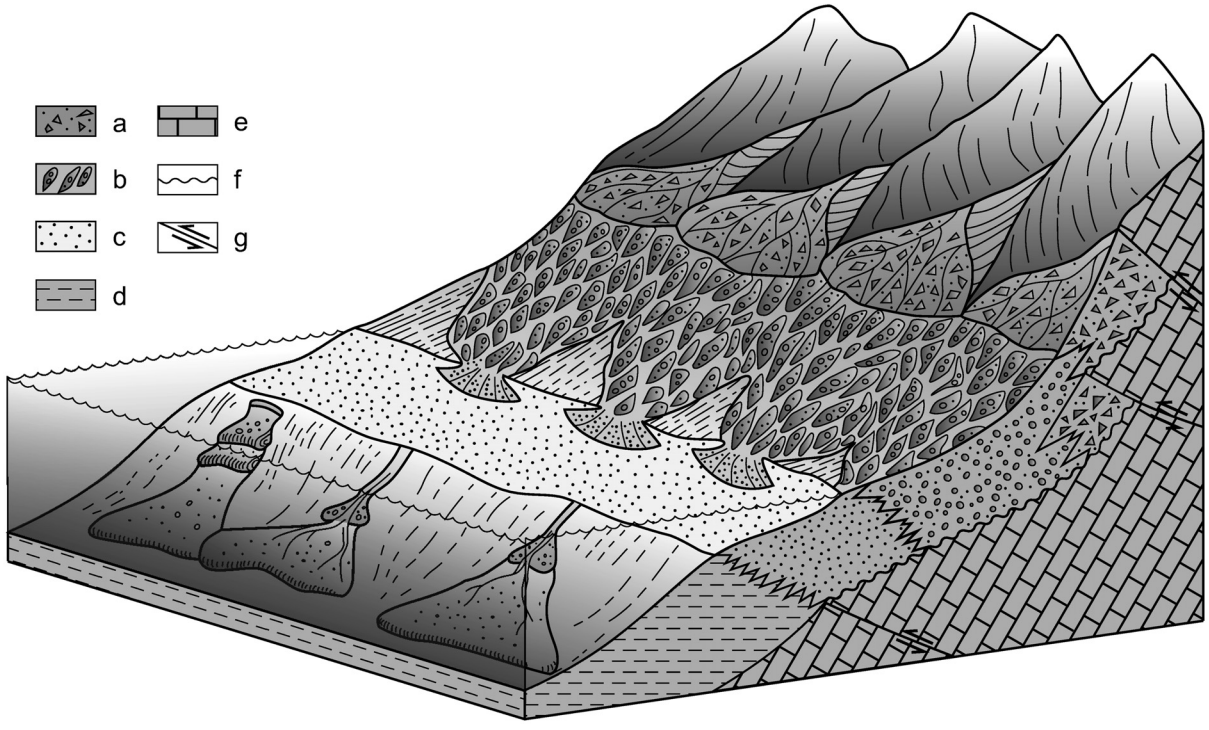
Vo vrchných častiach profilov je dobre sledovateľné zjemňovanie do vrchu a postupné nahradzovanie zlepencov pieskovcami. Najvrchnejšie časti už často obsahujú organické zvyšky, najčastejšie v podobe veľkých foraminifer. Tieto znaky nám vypovedajú o vstupe aluviálneho vejára do vodného prostredia, v uvedenom prípade morského. Aluviálny vejár sa mení na vejárovú deltu (obr. 18), ktorej sedimenty tvoria vrchnú časť profilu Biely Potok 1, strednú a vrchnú časť profilu Biely Potok 3 a vrchnú časť profilu Komjatná.

Poďakovanie. Článok vznikol vďaka podpore v rámci operačného programu Výskum a vývoj pre projekt Centrum excelentnosti pre integrovaný výskum geosféry Zeme (ITMS: 26220120064), ktorý je spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

References

Gross, P., Köhler, E., Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupčo, G., Papšová, J., Priechodská, Z., Szalaiová, V., Snopková, P., Stránska, M., Vaškovský, I. & Zbořil, L., 1980: Geológia Liptovskej kotliny. 1. vyd. *GÚDŠ, Bratislava, 242 s.*

Gross, P., Köhler, E. & Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr., 81, 113 – 117.*



Obr. 18. Prevýšený depozičný model borovského súvrstvia (upravené podľa Mrinjeka, 1993). a – proximálna časť aluviálnych vejárov, brekcie, zlepence (spodná časť profilu Komjatná a Biely Potok 3); b – stredná časť aluviálnych vejárov, strednozrnné až hrubozrnné zlepence (stredná časť profilu Komjatná); c – vejárové delty, plytkomorské prostredie, jemnozrnné zlepence až strednozrnné pieskovce (Biely Potok 1, 2, stredná a vrchná časť profilu Biely Potok 3 a vrchná časť profilu Komjatná); d – hlbokomorské prostredie, prechod do flyšových sedimentov hutianskeho súvrstvia, ílovce, pieskovce; e – mezozoické karbonátové podložie; f – diskordancia; g – zlomy.

Fig. 18. Exceeded depositional model of the Borové Formation (modified by Mrinjek, 1993). a – proximal part of the aluvial fans, breccias, conglomerates (bottom part of the Komjatná and Biely Potok 3 profiles); b – middle part of the aluvial fans, medium to coarse-grained conglomerates (middle part of the Komjatná profile); c – fan delta, shalow marine environment, fine-grained conglomerates to medium-grained sandstones (Biely Potok 1, 2, middle to top of the Biely Potok 3 and upper part of the Komjatná profiles); d – deep marine environment, transition to flysch sediments of Huty Formation, claystones, sandstones; e – Mesozoic carbonate basement rock; f – discordance, g – faults.

Gross, P., Köhler, E., Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salaj, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H., Samuel, O. & Snopková, P., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. *GÚDŠ, Bratislava, 292 s.*

Hölder, H., 1989: Spuren auf der Spur. Palichnologische und verwandte Notizen über Teredolites, Entobia, Nummipera nov. gen. und einiges andere. *Münstersche Forsch. Geol. Paläont., 69, 13 – 30.*

Jach, R., Machaniec, E. & Uchman, A., 2011: The trace fossil Nummipera eocenica from the Tatra Mountains, Poland: Morphology and palaeoenvironmental implications. *Lethaia, 45, 3, 342 – 355.*

Mrinjek, E., 1993: Conglomerate fabric and paleocurrent measurement in the braided fluvial system of the Promina Beds in Northern Dalmatia (Croatia). *Geologia Croatica, 46, 1, 125 – 136.*

Nemec, W. & Steel, R. J., 1984: Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *In: Koster, E. H. & Steel, R. J. (eds.): Sedimentology of gravell and conglomerates. Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem., 10, 1 – 31.*

Nemec, W. & Postma, G., 1993: Quaternary alluvial fans in south – western Crete: Sedimentation processes and geomorphic evolution. *Assoc. Sed. Spec. Publ., 17, 235 – 276.*

Nichols, G., 1999: Sedimentology and Stratigraphy. *Blackwell Science, 355 p.*

Roniewicz, P., 1970: Borings and burrows in the Eocene littoral deposits of the Tatra Mountains, Poland. *In: Crimes, T. P. & Harper, J. C. (eds.): Trace Fossils. Geol. J., Spec. Issue, 3, 439 – 446.*

Sneed, E. D. & Folk, R. L., 1958: Pebbles in the lower Colorado river, Texas: A study in particle morphogenesis. *J. Geol., 66, 114 – 150.*

Starek, D., 2001: Sedimentológia a paleodynamika paleogénnych formácií Centrálnych Západných Karpát na Orave. PhD. thesis. *Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.*

Rukopis doručený 6. 8. 2012
Revidovaná verzia doručená 3. 9. 2012
Rukopis akceptovaný red. radou 26. 11. 2012

Facial development of the Borové Formation in the area of Biely Potok at the town of Ružomberok and at Komjatná village (Western Carpathians, Slovakia)

The Paleogene sedimentary formations of Orava region and Liptov Basin have considerable areal extent. According to classification of Gross et al. (1984), all basic types of Paleogene strata can be found here, specifically: Borové Fm., Huty Fm., Zuberec Fm. and Biely Potok Fm. Whereas last three of the mentioned are generally deep-marine sediments of turbidity currents, the Borové Formation has different lithofacial character. It consists of shallow-marine and continental sediments, which represent the base of the younger, deep-marine sediments. Two localities with similar facial development were taken into consideration in this study – Biely potok near Ružomberok (Liptov Basin) and Komjatná (Orava region).

According to collected information, the sediments of Borové Fm. from localities Biely Potok and Komjatná can be divided to 3 basic facial types:

1 – Breccias and conglomerates with sub-angular to sub-rounded clasts – predominantly reaching sizes of 25–35 mm (pebbles), occasionaly reaching 100 mm (cobbles).

2 – Conglomerates with sub-rounded to sub-angular clasts of 10–15 mm size category with occurrence of thin layers of conglomerate often displaying thickness of only one clast, normally graded and with occasional occurrence of sandstone layers reaching maximum thickness of 1 m.

3 – Conglomerates with semi-rounded to semi-angular fine-grained clasts to medium-grained sandstones, with predominant fraction of 3–7 mm, with occurrence of large foraminifers in the uppermost part.

The lowermost part of the formation, which consists mostly of breccias and conglomerates (facial type No. 1), can be assigned to alluvial fans of "sheetflood" type, based on characteristic features such as high angularity, poor sorting, grain-supported sedimentary fabric and missing texture. Prevailing transport mechanism in this kind of alluvial fan is cohensionless debris flow (Nichols, 1999), which occurs most commonly in proximal parts of alluvial fans (Nemec and Steel, 1984). Described features can be identified in the lowermost parts of the Biely Potok 3 and Komjatná profiles. Better rounded clasts also occur at the base of Komjatná profile, although more representative breccias, which occur laterally in the vicinity, display sedimentary features that clearly demonstrate the debris flow transport mechanism.

We found better rounded clasts in the upper parts of the profiles, with normal gradation of strata, noticeable thin layers of conglomerates and also with occasional occurrence of sandstone inter-layers. Based on such features, we suppose that these are the sediments of an alluvial fan. Surface sediments of this fan were often flushed away (Nichols, 1999). Hyperconcentrated flow is the prevailing transport mechanism in such conditions. According to Nemec and Steel (1984), these sediments could be classified to braided river conglomerates category, which form often in middle and distal parts of alluvial fans. In our case, described features can be found in the lower part of the Biely Potok 1 profile, at the Biely Potok 2 profile and at the middle part of Komjatná profile.

Upward fining pattern of the sediments and gradual replacement of conglomerates by sandstones can be clearly identified in the upper parts of the profiles. The

uppermost parts of the profiles contain organic remains, typically represented by the large foraminifers. These features indicate entry of alluvial fan into water environment (marine environment in our case). Alluvial fan changes its structure to fan delta, sediments of which can be identified in the upper part of the Biely Potok 1 profile, middle and upper part of the Biely potok 3 profile and the upper part of the Komjatná profile.

Mineralia Slovaca, 44 (2012), 279 – 284
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

A new record of *Hippotherium* (Perissodactyla: Equidae) from the Late Miocene of the Central Paratethys region (Slovakia)

ANDREJ ČERŇANSKÝ[1, 2], PETER HOLEC[3], MILAN SÝKORA[4] and KLEMENT FORDINÁL[5]

[1]Senckenberg Research Institute and Natural History Museum Frankfurt, Palaeoanthropology and Messel Research, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt am Main, Germany
[2]Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Ďumbierska 1, SK-974 01 Banská Bystrica, Slovak Republic; cernansky.paleontology@gmail.com
[3]Department of Biology and Ecology, Faculty of Education, Catholic University in Ružomberok, SK-034 01 Ružomberok, Slovak Republic; petoholec1@gmail.com
[4]Department of Geology and Palaeontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Bratislava, Mlynská dolina, SK-842 15 Bratislava, Slovak Republic; sykora@fns.uniba.sk
[5]State Geological Institute of Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, SK-817 04 Bratislava, Slovak Republic; klement.fordinal@geology.sk

Abstract

A new Western Carpathian record of the archaic hipparionine horse, showing morphological characters of the early Central and Western European representatives of the genus *Hippotherium,* is described. The fossil material has been found in the white, cream-coloured limestone of the Hlavina Member – the marginal Upper Miocene deposits of the Rišnovce Depression in the Slovak part of the Danube Basin. The fossiliferous sediments are dated to the Pannonian. The fossil record consists of a mandible fragment with the rarely preserved deciduous dentition and an isolated upper molar of an adult individual. The morphology of the finds is identical to that of the extinct genus *Hippotherium*. The isolated tooth is determined as *H.* cf. *primigenium*. It exhibits a consistent similarity to the early European representatives of these tridactyle horses in the following combination of characters – (1) highly complex enamel plications; (2) multiple pli-caballing; and (3) the distinctly developed lingual hypoconal groove. However, it is possible that these representatives only retained archaic characteristics. The determination of the deciduous teeth of *Hippotherium* is problematic. In the case of the studied material from Hrdovická hill, the mandible with the deciduous teeth belongs most likely to the same species as the single M1-2. However, the material consists of two different ontogenic grown stages. This makes impossible to decide on the basis of such limited material, if both finds represent independent forms, or if the differences could be caused only by ontogenic changes and/or intraspecific variability. Therefore, the mandible is attributed to *Hippotherium* sp. The study extends our knowledge concerning the characteristics of the Central European representatives and the ontogeny of the European *Hippotherium* genus member.

Key words: *Hippotherium*, dentition, ontogeny, Pannonian, Slovakia

Introduction

Fossils material of *Hippotherium* is described from a new site of fossil vertebrates in the Western Carpathians. Slovak members of this taxon are mainly known from the Pannonian sediments as the classical species *Hippotherium primigenium* (Holec, 1981). Horses from the Hrdovická hill locality are different and exhibit many archaic characteristics, identical with the early representatives of European hipparions. The first populations of *Hippotherium* in Europe were extensively studied because of their stratigraphic importance and they are particularly remarkable for the complexly folded enamel plications on their maxillary and mandibular cheek teeth (Bernor and Franzen, 1997; Bernor et al., 2003; Kaiser et al., 2000; Kaiser, 2003; Scott et al., 2005). The first hipparions in the Central Paratethys appeared during the Pannonian (Rögl and Daxner-Höck, 1996) and were found in the Lower Pannonian sediments (Zone C) in the Vienna Basin (Bernor et al., 1988). Similar finds of archaic hipparions have been found in Austria (see in Vangengeim et al., 2006), Germany (Bernor and Franzen, 1997), Spain (Garces et al., 1997), Turkey (Kappelman et al., 2003) and Pakistan (Pilbeam et al., 1996). The appearance of *Hippotherium* in Euroasia from America, called the "Hipparion Datum", is a major event used extensively in biostratigraphy and biochronology as a marker of the beginning of the Late Miocene (MN 9) (e.g. Garces et al., 1997). However, there are different opinions concerning the age of the "Hipparion Datum" in Europe. According to Rögl and Daxner-Höck (1996), hipparions appeared during the Sarmatian in the Eastern Paratethys and later during the Pannonian, in the Central Paratethys.

This is also currently supported by Koufos et al. (2005), who consider the beginning of the Late Miocene as 10.7 Ma in the Eastern Mediterranean. At present, there is no agreement among researchers as to dating the *Hipparion*--datum, and even there is no consensus on the issue within the same regions (Woodburne et al., 1996; Sen, 1997; Agusti et al., 2001; Koufos, 2003). One of the latest known populations of Central European *Hippotherium* is represented by the Baltavar hipparion assemblage (Kaiser and Bernor, 2006).

Gastropods from the Hrdovická hill locality indicate the Pannonian zone H, MN 11 (Fordinál et al., 1996; Fordinál and Nagy, 1997). It seems to be in contradiction with the character of the new *Hippotherium* finds described here. On the other hand, some representatives may have retained their archaic character, such as those in the Dorn-Dürkheim 1 locality (MN 11) in Germany (Bernor and Franzen, 1997; Keiser et al., 2003). The mandible fragment of *Hippotherium* sp. has a rare preservation of the deciduous teeth. This brings new informations about this taxon. The aims of the paper are as follows: to provide a taxonomic assessment, morphological description and measurement of the new fossil material.

Geological settings and methods

The Central Paratethys existed throughout the Early and Middle Miocene. Marine connections to adjacent seas were already strongly narrowed during the latest Middle Miocene. Finally, at 11.6 Ma the western part of that sea became isolated and Lake Pannon formed (Piller, 2006). Lake Pannon was a large, long-lived, brackish lake that occupied the Pannonian Basin System in the Late Miocene and earliest Pliocene. The lake reached its largest areal extent at ca. 9.5 million years ago, as basin subsidence continued due to cooling of the lithosphere. Many intrabasinal ridges and basement highs, including the Transdanubian Range, were partly or completely inundated by this time (Magyar et al., 1999). The lake hosted a highly endemic fauna and flora, of which the molluscs, ostracods, fishes, dinoflagellates, calcareous nannoplankton and some other algal groups are known as fossils (Papp et al., 1985; Stevanović et al., 1990). The fossil material has been found in white, cream-coloured limestone of the Hlavina Member. The Hlavina Member of the Beladice Formation represents the Upper Miocene marginal freshwater lake sediments of the Rišnovce Depression in the Danube Basin (Fordinál et al., 1996; Fordinál and Nagy, 1997). This sediment crops out especially at the Hrdovická hill, where the taxon *Hippotherium* was found. The locality Hrdovická hill is situated in the western part of the Tribeč Mts., about 1 km east of Čeľadince village in the Slovak Republic (Fig. 1).



Fig. 1. Location of the Hrdovická hill site in Slovakia.

Techniques used for the collecting of material include the prospecting. The study is based on fossils housed in the Slovak National Museum in Bratislava. The standard anatomical orientation system is used throughout this paper. The tooth terminology follows that of Churcher and Richardson (1978). The deciduous teeth belong to a juvenile form of approximately 1 to 1.5 years of age, while the upper molar is from the adult individual.

Abbreviations and definitions

dext. – dexter (right),

Index of hypsodonty (HI) = width of tooth x 100/maximal height.

Preflexid index (PrI) = length of preflexid x 100/length of occlusal surface.

Postflexid index (PoI) = length of postflexid x 100/length of the occlusal surface.

Index double knot (DI) = length of double knot x 100/length of the occlusal surface.

Systematic paleontology

Order Perissodactyla Owen, 1848
Suborder Hippomorpha Wood, 1937
Family Equidae Gray, 1821
Hippotherium Kaup, 1833

Hippotherium cf. *primigenium* von Meyer, 1829

Material: Isolated M1-2 dext. (Z 27101) housed in the Slovak National Museum in Bratislava.

Locality and horizon: The Hlavina Member of the Beladice Formation (the Upper Miocene) located at Hrdovická hill in the Tribeč Mts. in the Slovak Republic.

Description: The upper right isolated molar M1-2 is characterized by closed fossettes with rich enamel

Tab. 1
Dimensions of the isolated M1-2 dext. (in mm)

	mm
Height of crown on the mesostyle	37.8
Height of crown on the protocone	26.7
Lenght of crown	23.4
Width of the occlusal surface	23.4
Lenght of the protocone	6.1
Dimension of the occlusal surface	547.56
Index of tooth	0
Index of protocone	0.26
Abrasion stage	I
Enamel formula	5-3-7-5-3/2

plication in their borders (Fig. 2). The crown is relatively high (Tab. 1) and the roots are missing. However in these animals, the height of the tooth is strongly correlated with the wear. The parastyle is strong and somewhat larger than the mesostyle. The metastyle is not distinctive. The enamel wall of the occlusal surface between the mesostyle and the metastyle is almost straight, and the cement here forms only a very thin layer. The mesial wall is moderately convex and almost without the cement, while the distal wall is flat and is completely lacking in cement. The lingual wall is concave and also the shortest one, with a very thin layer of the cement on its surface. It is mostly situated in the vicinity of the occlusal surface. The enamel formula is 5-3-7-5-3/2. The plis are narrow and deep. The protocone is elliptical and isolated. The hypocone is elliptical with a deep distal hypoconal groove and a clear lingual hypoconal one. The pli--caballin is multiple. There is a narrow furrow between the prefossette and the postfossette which is deep and wide towards the protocone.

Comparison: A single P3-4 dext. described by Holec (1981) from the Pannonian Zone E of Pezinok locality is compared with M1-2 dext. from Hrdovická hill. The studied M1-2 has a smaller occlusal surface and thinner cement on the buccal side. The enamel on the buccal wall between the parastyle and the metastyle is regularly concave without undulation. The protoloph undulation is more complicated and deeper. The protocone is smaller and there are three folds in the tooth from the Hrdovická hill locality in comparison to one in the Pezinok tooth.

The upper molar RLB 9111, described as *Hippotherium* aff. *primigenium* from zone F of the Austrian locality of Götzendorf (in Bernor et al., 1993; figs. 7A, B), has distinctly less plicated enamel in comparison to that from the Hrdovická hill locality. Its pre – and postfossette patterns are only poorly developed, the protocone is elongated and the pli-caballin is double.

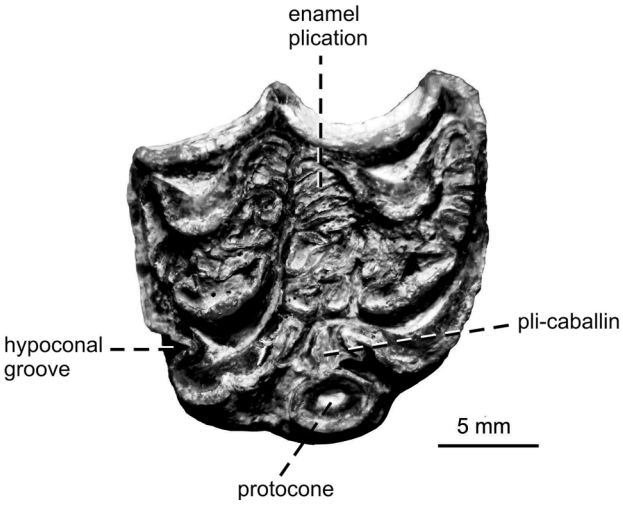


Fig. 2. *Hippotherium* cf. *primigenium* (von Meyer, 1829) from the Hrdovická hill site; occlusal surface of the isolated M1-2 dext., occlusal view.

The premolar and molar finds described by Kaiser and Bernor (2006) from the Late Miocene sediments (MN 12) of the Hungarian locality of Balvatar have complex plications of pre- and postfossettes. However, the pli-caballin varies from being highly reduced on M2, P2 and P4, single on M2 and double on P3.

The occlusal morphology of the isolated molar from the Hrdovická hill locality has a conservative character which allies closely with German hipparions from Eppelsheim (MN 9), Höwenegg (MN 9), but also with Dorn Dürkenheim (MN 11), where the representatives retained their archaic characters (Bernor and Franzen, 1997). Similar features of the highly plicated pre – and postfossettes and multiple pli-caballin are also present in the Valesian MN 9 hipparion assemblage from Hungarian site of Rudabánya, where Bernor et al. (2003) introduced the name *Hippotherium intrans*. The highly complex enamel plications are not as distinctive as in the Hrdovická hill find, and the Rudabánya hipparions represented a more advanced population of *H. primigenium* lineage (see Bernor et al., 1993).

Hippotherium sp.

Material: The right mandible fragment with deciduous teeth dp2-dp4 (Z 27102) housed in the Slovak National Museum in Bratislava.

Locality and horizon: The Hlavina Member of the Beladice Formation (the Upper Miocene) located at Hrdovická hill in the Tribeč Mts. in the Slovak Republic.

Description: Lower teeth: dp2-dp4 dext. There are three lower deciduous teeth in situ in the lower jaw fragment, whose only roots of dp3 are partly visible (Fig. 3). The layer of cement is very thin, or absent. The occlusal surface of all three crowns is anteroposteriorly elongated and slightly mediolaterally compressed (Tab. 2). The enamel wall is surrounding the metaconid, the metastylid and also the protoconid and the hypoconid is undulating. The ectoflexid in dp2 extends deeply toward the isthmus and almost touches the linguaflexid. The ectoflexid of dp3 is not so extended. The double knot is relative short

Tab. 2
Dimensions of the right deciduous teeth dp2, dp3, and dp4 (in mm)

	dp2	dp3	dp4
Lengt of tooth	32	28.5	29.6
Width of tooth	13.5	11.2	10.4
Hight of the tooth crown (in the lingual side)	18.4	20	23.9
Lenght of double knot	10.7	11.6	11.5
Lenght of preflexid	9.8	10.2	10.2
Lenght of postflexid	10.8	13.3	10.3
Index of hypsodonty (HI)	73.36	39.29	43.51
Preflexid index (PrI)	30.62	35.78	29.58
Postflexid index (PoI)	33.75	46.66	34.79
Index of double knot (DI)	33.43	40.7	38.85
Lenght of teeth row		93.6	

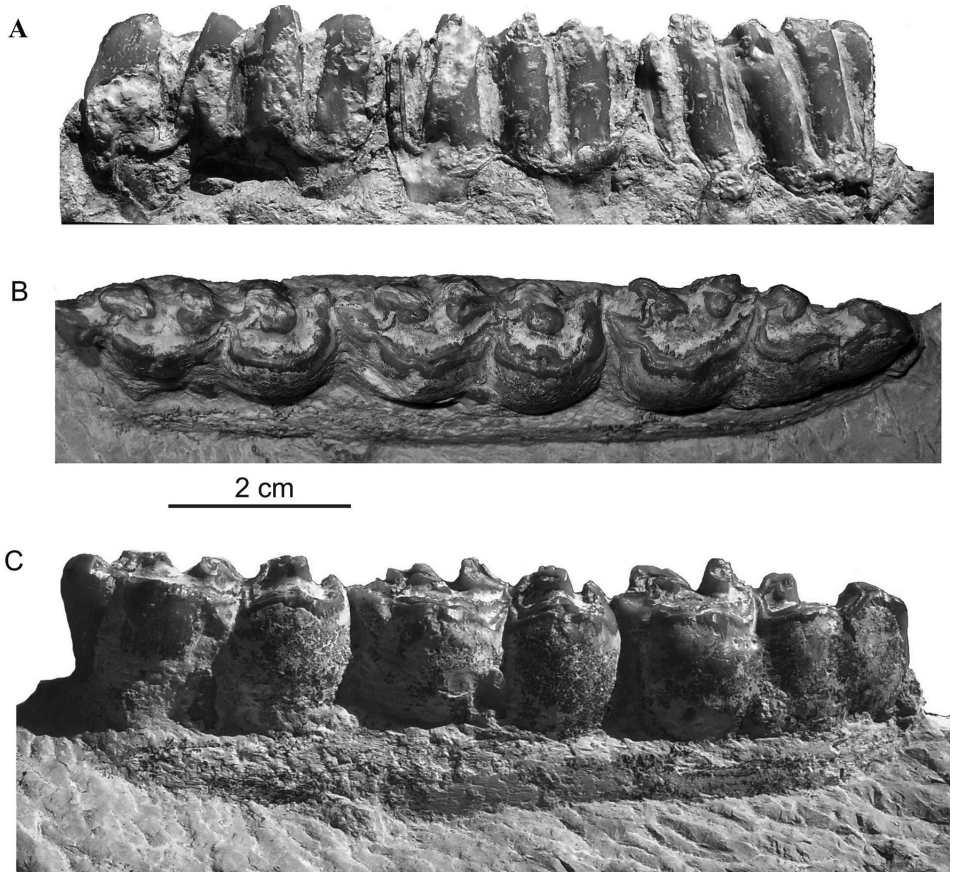


Fig. 3. *Hippotherium* sp. from the Hrdovická hill site; the right mandible fragment with the deciduous dentition dp2-dp4. A – linqual view; B – occlusal view; C – buccal view.

in proportion to the length of the occlusal surface (see index of double knot DI). Their walls are undulosed and the linguaflexid is shallow and U-shaped. The paraconid in dp2 represents a single cone in front of the tooth and an individual hypoconulid is present in dp4.

Comparison: The lack of any certainly determined comparative material or bibliographical data makes comparisons extremely difficult. A material of *Hippotherium* described by Koufos (1984) as *H. macedonicum* from the early Late Miocene of Greece has also preserved deciduous dentition. However, *H. macedonicum* is a small-sized hipparion which is completely different from *H. primigenium*. Its ectostylid is more developed and usually double, while the occlusal surfaces of the deciduous teeth from the Hrdovická hill locality are distinctly anteroposteriorly elongated and more slender.

Discussion and stratigraphy comments

Hipparions, such as those described here, belong to the archaic forms of the group of *H. primigenium*. The determination of the deciduous teeth of *Hippotherium* is problematic. There is no certainly determined comparative material or bibliographical data. In the case of the studied material from Hrdovická hill, the mandible with the deciduous teeth belongs most likely to the same species as the single M1-2. However, the isolated material lacks enough diagnostic features to support this, thus enabling determination to the species level somewhat questionable. Besides this, the material consists of two different ontogenic grown stages. The deciduous teeth belong to the juvenile form approximately 1 to 1.5 years of age. This makes impossible to decide on the basis of such limited material if both finds represent independent forms or if the differences could be caused only by ontogenic changes and/or intraspecific variability. In horses, there are different loading patterns on the cutting edges of upper and lower teeth. A basic requirement for translatory chewing is anisodonty, the differential width of the occluding teeth that allows one toothrow to move across the other while maintaining occlusal contact (see e.g. Fortelius, 1985; Kaiser and Fortelius, 2003). For all these reasons, it is better to attribute the mandible fragment to *Hippotherium* sp.

The isolated molar from the Hrdovická hill in Tribeč Mts. exhibits a large similarity to the early European hipparions, and mainly to those from the Pannonian Zone C (terms after Papp, 1951) in the following combination of characters:

1. Recent research on the European *Hippotherium* has shown that the earliest locally occurring members of this clade had highly complex enamel plications (Bernor and Franzen, 1997; Bernor et al., 2003; Kaiser et al., 2000; Kaiser, 2003; Scott et al., 2005). The richly plicated enamel

of M1-2 from the Hrdovická hill is a particularly notable character of *Hippotherium* evolved in Central and Western Europe, following the "Hipparion Datum".

2. The pli-caballin is multiple, and this feature is present in the early European hipparions, especially those in Central and Western Europe (Koufos, pers. comm.). According to Bernor and Lipscomb (in Bernor et al., 1993), a multiple pli-caballin is a typical feature of the Pannonian C *Hippotherium primigenium* and this feature is consistently double in Pannonian D and later *H. primigenium*.

3. The presence of a strongly developed lingual hypoconal groove. It is regarded as an archaic feature within *Hippotherium* members (Koufos, pers. comm.).

This is in contradiction with the stratigraphy of the locality based on the record of mollusc assemblage indicating zone H. Based on the gastropod assemblage consisted of *Fortuna clairi* Schlickum-Strauch, *Tropidomphalus doderleini* (Brusina), *Helicigona wenzi* Soos, *Bathyomphalus moedlingensis* (Sauerzopf) and *Planorbis confusus* Soos, the age of fossiliferous sediments is consigned to the Upper Pannonian Zone H (Fordinál et al., 1996; Fordinál and Nagy, 1997) (for the stratigraphic range of the gastropods see Sauerzopf, 1953, and Lueger, 1981). The species *Fortuna clairi* Schlickum-Strauch has been described from the Pliocene sediments of Germany (Schlickum and Strauch, 1972), from the Upper Pannonian sediments (Zone H) of the Vienna Basin (Lueger, 1981) and from the Slovak Republic (Fordinál, 1996). The species *Tropidomphalus doderleini* (Brusina) was described only from the Pannonian sediments of the Zone G-H in the Vienna Basin (Lueger, 1981), the Slovak Republic (Fordinál, 1996) and from the upper Pannonian sediments of Hungary (Bartha, 1959). This range is also supported by new studies from Austria, where the species was not found in localities older than Zone G-H (Harzhauser and Binder, 2004; Harzhauser and Temper, 2004). The species *Bathyomphalus moedlingensis* (Sauerzopf) is known only from the sediments of the Zone H of Austria and the Slovak Republic (Sauerzopf, 1953; Fordinál, 1998; Harzhauser and Binder, 2004).

There are two possible explanations for that: (1) The horse material from Hrdovická hill represents an archaic representative belonging to the early European *Hippotherium* members. From this viewpoint, the stratigraphy of the locality is questionable, because it is questionable that the evolution of gastropods in isolated lakes and forests should form the main basis for an exact determination of the age. On the other hand, we could interpret the finds of the archaic *Hippotherium* as having been redeposited from older, and perhaps already non-existent, Lower Pannonian sediments in this area. Freshwater Lower Pannonian sediments have not been found yet in the Slovak part of the Danube Basin. Proof concerning the existence of some mode of transport is contained in the fact that a lot of fragments of terrestrial gastropods living in ambient forests at this time were also found in sediments of this lake. This is also supported by the marginal flat character of the sedimentary environment. (2) The other possibility is that the horse material belongs stratigraphically to the Pannonian zone H (MN 11). The same morphological character is present in the material from the locality of Dorn-Dürkheim in Germany, MN zone 11 described by Keiser et al. (2003), especially on the specimen SMF-DD81 (P3; plate 1, fig. 2). Here, the population retained their archaic characteristics (Bernor and Franzen, 1997). It appears that some or even all the archaic features of cheek teeth typical for the "Hipparion Datum" may have also persisted in some populations (or individuals) during the Upper Pannonian. From this viewpoint, these morphological features which are considered important in the identification of the Pannonian C *Hippotherium* certainly require revision. Anyhow, the exact dating of the material from Hrdovická hill remains unresolved.

Acknowledgements. We are indebted to Prof. George Koufos (Aristotele University of Thessaloniki, Greece) for his helpful advice. We also thank Dr. Krister Smith (Senckenberg Research Institute and Natural History Museum Frankfurt) and Prof. Michal Kováč (Department of Geology and Paleontology, Comenius University in Bratislava). The funding has been provided by the Alexander von Humboldt Foundation, Germany. This project was supported by the APVV Agency, G. No. 0280-07 and by the Operational Programme Research and Development throughout the project: Centre of Excellence for Integrated Research of the Earth's Geosphere (ITMS: 26220120064), which is co-financed through the European Regional Development Fund.

References

Agusti, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O. & Parés, J. M., 2001: A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. *State of the Art. Earth Sci. Rev., 52, 247 – 260.*

Bartha, F., 1959: Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felsö-pannon képzödményeken. *Magy áll. földt. Intéz. Évk., 48, 3 – 191.*

Bernor, R. L., Kovar-Eder, J., Lipscomb, D., Rögl, F., Sen, S. & Tobien, H., 1988: Systematic, stratigraphic and paleoenvironmental contexts of first appering Hipparion in the Vienna Basin, Austria. *J. Vert. Pal., 8, 4, 427 – 452.*

Bernor, R. L., Mittmann, H. W. & Rögl, F., 1993: Systematics and chronology of the Götzendorf "Hipparion" (Late Miocene, Pannonian F, Vienna Basin). *Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 95, 101 – 120.*

Bernor, R. L. & Frantzen, J., 1997: The hipparionine horses from the Turolian age (Late Miocene) locality of Dorn Dürkheim, Germany. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 30, 117 – 185.*

Bernor, R. L., Armour-Chelu, M., Kaiser, T. M. & Scott, R. S., 2003: An evaluation of the late MN 9 (Late Miocene, Vallesian age) Hipparion assemblage from Rudabánya (Hungary): Systematic background, functional anatomy and paleoecology. *In: Nieves Lopéz-Martínez, N., Peláez-Campomanes, P., & Hernándes Fernándes, M. (eds.): Sorrounding Fossil Mammals: Dating, Evolution and Paleoenvironment. Coloquios de Paleontología. Vol. Extraordinario No. 1 en homenaje al Dr. Remmert Daams, 35 – 45.*

Churcher, C. S. & Richardson, M. L., 1978: Equidae. *In: Maglio, V. J., & Cooke, H. S. B. (eds.): Evolution of African Mammals. Cambridge, MA: Harvard University Press, 379 – 422.*

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

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

FORDINÁL, K., NAGY, A. & FEJDIOVÁ, O., 1996: Upper Pannonian freshwater sediments from the surroundings of Čeľadince (western margin of the Tríbeč Mts., Slovakia). *Miner. Slov., 28, 307 – 311.*

FORDINÁL, K. & NAGY, A., 1997: Hlavina Member – marginal Upper Pannonian sediments of the Rišnovce depression. *Miner. Slov., 29, 401 – 406.*

FORTELIUS, M., 1985: Ungulate cheek teeth: Developmental, functional, and evolutionary interrelations. *Acta Zool. Fennica, 180, 1 – 76.*

GARCES, M., CABRERA, L., AGUSTI, J. & PARES, M. J., 1997: Old World appearance datum of *Hipparion* horses: Late Miocene large mammal dispersal and global events. *Geology, 25, 19 – 22.*

HARZHAUSER, M. & BINDER, H., 2004: Synopsis of the late Miocene mollusc fauna of the classical sections Richardhof and Eichkogel in the Vienna Basin. *Arch. Molluskenkde, 133, 109 – 165.*

HARZHAUSER, M. & TEMPER, P. M., 2004: Late Pannonian wetland ecology of the Vienna Basin based on molluscs and lower vertebrate assemblages (Late Miocene, MN 9, Austria). *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 246, 55 – 68.*

HOLEC, P., 1981: Occurrences of *Hipparion primigenium* (H. v. Meyer, 1829) (Mammalia, Equidae) remnants in the Neogene of the West Carpathians (Slovakia, Czechoslovakia). *Geol. Carpath., 32, 427 – 447.*

KAISER, T. M., 2003: The dietary regiments of two contemporaneous populations of *Hippotherium primigenium* (Perissodactyla, Equidae) from the Vallesian (Upper Miocene) of South Germany. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 198, 381 – 402.*

KAISER, T. M., SOLOUNIAS, N., FORTELINIUS, M., BERNOR, R. L. & SCHRENK, F., 2000: Tooth mesowear analysis on *Hipparion primigenium* from the Vallesian Dinotheriensande (Germany). A blind test study. *Carolinea, 58, 103 – 114.*

KAISER, T. M. & FORTELIUS, M., 2003: Differential mesowear in occluding upper and lower molars: Opening mesowear analysis for lower molars and premolars in hypsodont horses. *J. Morphology, 258, 67 – 83.*

KAISER, T. M., BERNOR, R. L., SCOTT, R. S., FRANZEN, J. L. & SOLOUNIAS, N., 2003: New Interpretations of the Systematics and Palaeoecology of the Dorn-Dürkheim Hipparions (Late Miocene, Turolian Age [MN11]), Rheinhessen, Germany. *Senckenberg. lethaea, 83, 103 – 133.*

KAISER, T. M., & BERNOR, R. L., 2006: The Balvatar Hippotherium: A mixed feeding Upper Miocene hipparion (Equidae, Peryssodactyla) from Hungary (east-central Europe). *Beitr. Paläont., 30, 241 – 267.*

KAPPELMAN, J., DUNCAM, A., FESHEA, M., LUNKKA, J. P., EKART, D., MCDOWELL, F., RYAN, T. & SWISHER III, C. C., 2003: Chronology of the Sinap Formation. *In: Fortelius, M., Kappelman, J., Sen, S. & Bernor, R. L. (eds.): Geology and Paleontology of the Miocene Sinap Formation, Turkey, Columbia Univ. Press, New York, 41 – 66.*

KOUFOS, D. G., 1984: A new *Hipparion* (Mammalia, Perissodactyla) from the Vallesian (Late Miocene) of Greece. *Paläont. Z. (Stuttgart), 58, 307 – 317.*

KOUFOS, D. G., 1984: A new *Hipparion* (Mammalia, Perissodactyla) from the Vallesian (Late Miocene) of Greece. *Paläontol. Z., 58, 307 – 317.*

KOUFOS, G. D., 2003: Late Miocene mammal events and biostratigraphy in the Eastern Mediterranean. *In: Reumer, J. W. E. & Wessels, W. (eds.): Distribution and Migration of Tertiary Mammals in Eurasia, 343 – 372.*

KOUFOS, D. G., KOSTOPOULOS, D. S. & VLACHOU, Th. D., 2005: Neogene/Quaternary mammalian migrations in Eastern Mediterranean. *Belg. J. Zool., 135, 2, 181 – 190.*

LUEGER, J. P., 1981: Die Landschnecken im Pannon und Pont des Wiener Beckens. I. Systematik, II Fundorte, Stratigraphie, Faunenprovinzen. *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 120, 1 – 124.*

MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P., 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 147, 151 – 167.*

PAPP, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 39 – 41.*

PAPP, A., JÁMBOR, Á. & STEININGER, F. F. (eds.), 1985: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 7, Pannonien. *Akadémiai Kiadó, Budapest, 1 – 636.*

PILBEAM, J., MORGAN, M., BARRY, J. C. & FLYNN, L., 1996: Europenean MN Units and the Siwalik Faunal Sequence of Pakistan. *In: Bernor, R. L., Fahlbusch, V. & Mittman, H. W. (eds.): The Evolution of Western Euroasian Neogene mammal faunas. Columbia Univ. Press, New York, 96 – 105.*

PILLER, W. E., 2006: The central Paratethys: An example for the isotopic evolution of an epicontinental sea. *In: Allison, P. A., Wells, M. R. & Pratt, B. R. (eds.): Epi-continental Seas in the Geological Record: The Limitations of the Uniformitarian Paradigm II. The Geological Society of America (GSA), 38, 7, 540.*

RÖGL, F. & DAXNER-HÖCK, G., 1996: Late Miocene Paratethys correlations. *In: Bernor, R. L., Fahlbusch, V. & Mittman H. W. (eds.): The Evolution of Western Euroasian Neogene mammal faunas. Columbia Univ. Press, New York, 96 – 105.*

SAUERZOPF, F., 1953: Die Planorbiidae aus dem Pannon des Alpenostrandes. *Burgenländische Heimatbläter, (Eisenstadt), 15, 49 – 66.*

SCOTT, R. S., BERNOR, R. L. & RABA, W., 2005: Hipparionine horses of the Greater Pannonian Basin: Morphometric evidence from the Postcranial Skeleton. *In: Bernor, R. L., Kordos, L. & Rook, L. (eds.): Multidisciplinary Research at Rudabánya. Palaeontogr. italica, 90, 195 – 210.*

SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F., 1972: Zwei neue Landschneckengattungen aus dem Neogen Europas. *Arch. Moll. (Frankfurt a. M.), 102, 71 – 76.*

SEN, S., 1997: Magnetostratigraphic calibration of the European Neogene mammal chronology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 133, 181 – 204.*

STEVANOVIĆ, P. M., NEVESSKAYA, L. A., MARINESCU, F., SOKAĆ, A. & JÁMBOR, Á. (eds.), 1990: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Neogen der Westlichen ("Zentrale") Paratethys 8, Pontien. *Jazu and Sanu, Zagreb Beograd, 1 – 952.*

VANGENGEIM, E. A., LUNGU, A. N. & TESAKOV, A. S., 2006: Age of the Vallesian Lower Boundary (Continental Miocene of Europe). *Stratigraphy and Geological Correlation, 14, 655 – 667.*

WOODBURNE, M. O., BERNOR, R. L. & SWISHER, III, C. C. 1996: An appraisal of the stratigraphic and phylogenetic bases for the *"Hipparion"* Datum in the Old World. *In: Bernor, R. L., Fahlbusch, V. & Mittmann, H. W. (eds.): The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas, Columbia Univ. Press, New York, 124 – 136.*

Manuscript received 9. 1. 2012
Revised form received 18. 7. 2012
Manuscript accepted by Editorial Board 26. 11. 2012

Mineralia Slovaca, 44 (2012), 285 – 294
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Ammonite fauna of subfamily *Harpoceratinae* Neumayr, 1875 from Jurassic Janovky and Adnet formations in the Veľká Fatra Mts. (Central Slovakia)

ANDREJ BENDÍK

Slovak National Museum in Martin – Andrej Kmeť Museum, A. Kmeťa 20, SK-036 01 Martin, Slovak Republic; andrej.bendik@snm.sk

Abstract

The abundant ammonite fauna from the collection of Slovak National Museum in Martin – the Andrej Kmeť Museum, from the Veľká Fatra Mts., especially of the *Harpoceratinae* subfamily is discussed. The stone core of ammonites comes from the Janovky and Adnet formations of Liassic sequence of the Krížna nappe. Due to the poor preservation, only limited number of individuals was distinguished: *Fuciniceras compressum*, *Fuciniceras cornacaldense*, *Fuciniceras lavinianum*, *Fuciniceras* sp., *Harpoceras* cf. *elegans*, *Harpoceras* sp. cf. *eseri*, *Harpoceras falcifer*, *Harpoceras pseudoserpentinum*, *Harpoceras exaratum*, *Harpoceras* cf. *falcifer*, *Harpoceras* sp., *Micropolyplectus* sp., *Polyplectus discoides*, *Protogrammoceras incertum* and *Protogrammoceras normanianum*. This ammonite fauna indicates the Late Pliensbachian – Late Toarcian time span.

Key words: *Harpoceratinae,* ammonite fauna, Lower Jurassic, the Veľká Fatra Mts.

Introduction

The occurrence of the Ammonitico Rosso facies in the Veľká Fatra Mts. is associated with the Adnet Formation of Liassic age. Rich ammonite fauna from the Adnet Fm. in this mountain range was found around the 1850s (Hauer, 1855; Štúr, 1859, 1868) and sporadically also in 20th century (Andrusov, 1931; Rakús, 1964; Peržel, 1967). Current results come from Bendík (2000, 2001, 2004a, b, 2005a, b, 2008, 2010, 2011), as well as Kováč and Bendík (2002). Adnet Fm. in the Veľká Fatra Mts. is built by the micritic pink/red limestones (in the lowermost part), the light red/brick red massive nodular limestones with layers of micritic and marly limestones (middle part) and by the dark red marly limestones and marls (in the upper part), terminating with 2 cm thick condensed layer with small stromatolites. Stratigraphic range of Adnet Fm. in the Veľká Fatra Mts. is Upper Sinemurian–Upper Toarcian. The Janovky Formation is represented by the Lower Jurassic (Sinemurian–Toarcian) hemipelagic micritic spotted marly limestones – marlstones with intensive bioturbation (Šimo, 2011). Studied ammonite fauna from this formation is present only in locality Skladaná skala.

Localities, faunistic composition, stratigraphy

Collection of ammonite fauna of the subfamily *Harpoceratinae* comes from Nolčovo, Rovné, Turecká, Úplaz and Skladaná skala localities in the Veľká Fatra Mts. (Fig. 1). The ammonites occur in *ex situ* (localities Rovné and Skladaná skala), but mainly *in situ* position. Faunistic composition of the subfamily *Harpoceratinae* encompasses the species *Protogrammoceras incertum* (Monestier), *Protogrammoceras normanianum* (D´Orbigny), *Fuciniceras compressum* (Monestier), *Fuciniceras cornacaldense* (Tausch), *Fuciniceras lavinianum* (Fucini), *Harpoceras* cf. *elegans* (Sowerby), *Harpoceras* sp. cf. *eseri* (Oppel), *Harpoceras falcifer* (Sowerby), *Harpoceras pseudoserpentinum* Gabilly, *Harpoceras exaratum* Young & Bird, *Harpoceras* cf. *falcifer* (Sowerby), *Polyplectus discoides* (Zieten) and the more precisely undetermined genera *Harpoceras* sp., *Fuciniceras* sp. and *Micropolyplectus* sp..

Stratigraphical range of this subfamily in the Veľká Fatra Mts. is from the Late Pliensbachian (Margaritatus Biozone) to Late Toarcian (Variabilis Biozone) (Bendík, 2005a). Only four ammonite biozones (Margaritatus, Falcifer, Variabilis and Thourasense) are present here.

The Domerian Margaritatus biozone in the wide content could be proved by *Protogrammoceras normanianum* (D´Orbigny), *Protogrammoceras incertum* (Monestier), *Fuciniceras compressum* (Monestier), *Fuciniceras lavinianum* (Fucini) and *Fuciniceras cornacaldense* (Tausch) (for Margaritatus/Cornacaldense Subzone, Bendík, 2005a).

The Early Toarcian Falcifer Biozone is indicated by the index species *Harpoceras falcifer* (Sowerby), *Harpoceras exaratum* Young & Bird, *Harpoceras pseudoserpentinum* Gabilly (Pseudoserpentinum Subzone), *Harpoceras* cf. *falcifer* (Sowerby), *Harpoceras* cf. *elegans* (Sowerby).

The Late Toarcian ammonite biozones are represented by *Polyplectus discoides* (Zieten) from Variabilis Biozone and *Harpoceras* sp. cf. *eseri* (Oppel) from Thouarsense Biozone.

All ammonites described herein are deposited in the Slovak National Museum in Martin – Andrej Kmeť Museum. Majority of them were obtained by Dr. M. Rakús and Dr. M. Peržel in the 1960s.

Systematic part

Harpoceratinae Neumayr, 1875
Protogrammoceras Spath, 1913
Protogrammoceras normanianum (D´Orbigny, 1844)

Tab. 1, Fig. a–d

1844 *Ammonites normanianus* D´Orbigny, pp. 291–292, Tab. 88 ex Fischer, 1975, p. 58
1964 *Protogrammoceras* cf. *normanianum* (D´Orbigny) – Rakús, p. 139, Tab. 22, Fig. 2, Tab. 25, Fig. 2
1975 *Protogrammoceras normanianum* (D´Orbigny) – Fischer, p. 58, Tab. 1, Figs. 1–3
1976 *Protogrammoceras normanianum* (D´Orbigny) – Schlegelmilch, p. 82, Tab. 41, Fig. 9

Material: Three, relatively well preserved fragments of stone cores. First specimen is mechanically damaged in the central umbilical and ventral parts. Surface of the stone core is affected with solution, but the ribbing is preserved. Keel is destroyed. Second specimen is better preserved with maintained coiling, ribbing, keel, but with a damaged umbilical part. Third specimen was partly damaged during preparation. Ribbing is partly damaged by corrosion, analogically to ventral part of the last whorl.

Remarks: Planispiral, convolute shell. Whorl coiling is slow and constant, heigh of the last whorl is increasing faster. The whorl section is oval – moderate ellipsoidal, lateral part is flattened. Ribbing is rather fine, sigmoidal (falcated), starting on umbilical edge, ending on ventral part under the keel (in the keel depression). On ventrolateral side, the secondary sinusoidal ribbings are developed. Ventral part is moderate accurate with similar, nerveless keel. Umbilikus is wide and shallow.

Comparison: *P. normanianum* (D´Orbigny) has the whorl section more oval as other species of *Protogrammoceras*, but lateral sides are more flattened and acute fall on ventrolateral side to keel (Tab. 1d). Ribbing of *P. normanianum* (D´Orbigny) is situated in radial plane, as in other species, the upper part of sinusoidal ribbing is moved to back. Similar course of ribbing have *P. costicillatum* (Fucini), but in the lower part there are situated singular secondary fine ribs (Fischer, 1975).

Locality: Two specimens come from Rovné locality *(ex situ)*, third from Úplaz (bed n. 52/53).

Stratigraphic range: Upper Pliensbachian, Lower Domerian, Margaritatus Biozone.

Museum number: Acc. n. 25/2005 (reg. n. PZ-118), acc. n. 259/2005 (reg. n. PZ-353), acc. n. 92/2006 (reg. n. PZ-497).

Protogrammoceras incertum (Monestier, 1934)

Tab. 2, Fig. a

1934 *Grammoceras capillosum* Monestier, p. 40, Tab. 1, Figs. 17 and 18 ex Fischer, 1975, p. 61
1975 *Protogrammoceras incertum* (Monestier) – Fischer, p. 61, Tab. 1, Figs. 4–6
1976 *Protogrammoceras incertum* (Monestier) – Schlegelmilch, p. 82, Tab. 42, Fig. 2

Material: One preserved stone core, partly corroded on one lateral side. Ribbing and keel are well preserved, but are conspicuous on the last whorl.

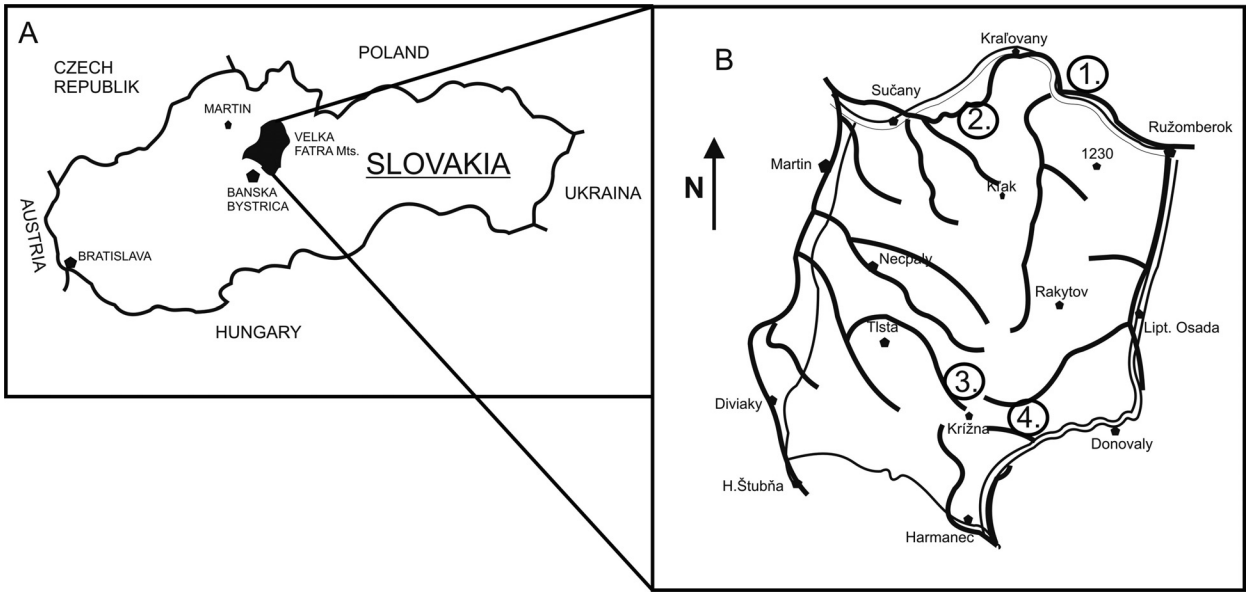


Fig. 1. Situation map of localities. 1 – Skladaná skala; 2 – Nolčovo; 3 – Rovné and Úplaz; 4 – Turecká.

Remarks: Evolute, serpenticone flattened small shell. Whorl section is oval. Last whorl increases faster, but constantly, to double height of anterior whorl. Ribbing is finer, rather dense, sinusoidal to falcate, turns convex on ventral side. Keel is fine, similar, tricarinate – bisulcate. Umbilikus is small and shallow, include 40 % from diameter of the shell.

Comparison: *P. incertum* (Monestier) have generally small sizes with dense fine ribbing. Lateral sides turn to keel, in contrast to other species of *Protogrammoceras*. *P. kurrianum* (Oppel) it is similar, but these species have more dense ribbing as *P. incertum*, and proportion of width and heigh of whorl is bigger.

Locality: Rovné, *ex situ*.

Stratigraphic range: Upper Pliensbachian, Lower Domerian, Margaritatus Biozone.

Museum number: Acc. n. 258/2005 (reg. n. PZ-352).

Fuciniceras Haas, 1913
Fuciniceras cornacaldense (Tausch, 1890)
Tab. 2, Fig. c

1890 *Harpoceras Cornacaldense* n. f. Tausch, p. 36, Tab. 1, Fig. 1a–d ex Wiedenmayer, 1977, p. 102

1977 *Fuciniceras cornacaldense* (Tausch) – Wiedenmayer, p. 102, Tab. 18, Figs. 1–9

1980 *Fuciniceras cornacaldense* (Tausch) – Wiedenmayer, p. 83, Tab. 10, Fig. 9

1991 *Fuciniceras* gr. *cornacaldense* (Tausch) – Blau & Meister, p. 182, Tab. 6, Figs. 12–17

1996 *Fuciniceras cornacaldense* (Tausch) – El Hariri, Dommergues, Meister, Souhel & Chafiki, p. 564, Tab. 70, Figs. 8–14

1998 *Fuciniceras* gr. *cornacaldense* (Tausch) – Géczy & Meister, p. 113, Tab. 13, Figs. 6, 10 and 11

2006 *Fuciniceras cornacaldense* (Tausch) – Caracuel, Sandoval, Martín-Martín, Estévez-Rubio & Martín-Rojas, Fig. 4C

Material: Two relatively well preserved (one incomplete) stone cores with preserved ribbing, coiling and ventral side with keel. Lateral sides of specimens are damaged by solution.

Remarks: Evolute, planispiral shell. Coiling is slow, last whorl increases to double as anterior. Cross section of the whorl is elliptical – oval. Ribbing is mild, but massive, sinusoidal, on ventral side it is prorsiradiate, under umbilical edge rursiradiate. Umbilikus is relative wide and shallow. Keel is massive, similar, tricarinate – bisulcate.

Comparison: For *F. cornacaldense* there is characteristic the dense, relative fine ribbing and more evolute shell as in other species of *Fuciniceras*. Whorl is in own high tolerably narrow. Other species *Fuciniceras* on the research localities have smaller shells as *F. cornacaldense*, alike the keel is more strong as other *Fuciniceras*. In contrast to *F. lavinianum* (Fucini), the ribbing of *F. cornacaldense* is no more sinunisoidal, in radial line standing in the front direction.

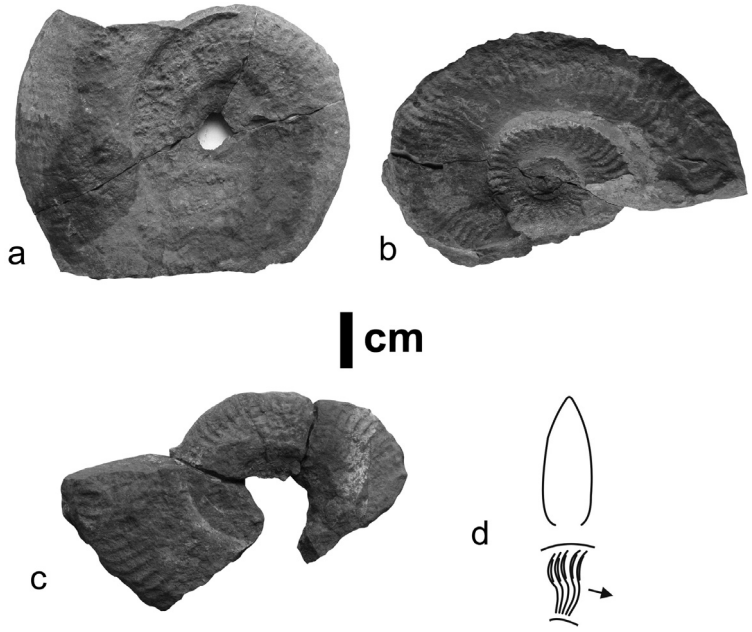
Locality: Úplaz, Rovné, *ex situ*.

Stratigraphical range: Upper Pliensbachian, Lower Domerian, Margaritatus Biozone, Subnodosus subzone.

Museum number: Acc. n. 257/2005 (reg. n. PZ-351), acc. n. 39/2006 (reg. n. PZ-444).

Fuciniceras compressum (Monestier, 1934)
Tab. 2, Fig. b

1934 *Arieticeras compressum* Monestier, pp. 51–52, Tab. 8, Figs. 20–23 ex Fischer, 1975, p. 74



Tab. 1. *Protogrammoceras normanianum* (D´Orbigny), loc. Rovné, *ex situ*. From collection of SNM in Martin, Andrej Kmeť Museum: acc. n. 259/2005 (reg. n. PZ-353) – a; acc. n. 92/2006 (reg. n. PZ-497) – b; acc. n. 25/2005 (reg. n. PZ-118) – c, d. Photo by Bendík, 2012.

1975 *Fuciniceras compressum* (Monestier) – Fischer, Tab. 2, Figs. 13 and 14
1976 *Fuciniceras compressum* (Monestier) – Schlegelmilch, Tab. 41, Fig. 6
1977 *Fuciniceras compressum* (Monestier) – Urlichs, Tab. 2, Fig. 9

Material: One complete stone core, partly deformed (compressed) with preserved fine ribbing and nerveless keel.

Remarks: Small evolute, serpenticone shell. Coiling is slow, last whorl increases relatively quickly, to overlay anterior whorl. Whorl cross-section is oval. Ribbing is fine, sinusoidal, prorsiradiate, ending under keel. Keel is similar, massive, tricarinate – bisulcate. Umbilikus is rather narrow and shallow.

Comparison: *F. compressum* has small shell and rather less number of ribs (more fine, but not as dense) in contrast to *F. cornacaldense* and *F. lavinianum* (Tab. 2b, e). Keel and keel furrow are not massive as in *F. cornacaldense*.

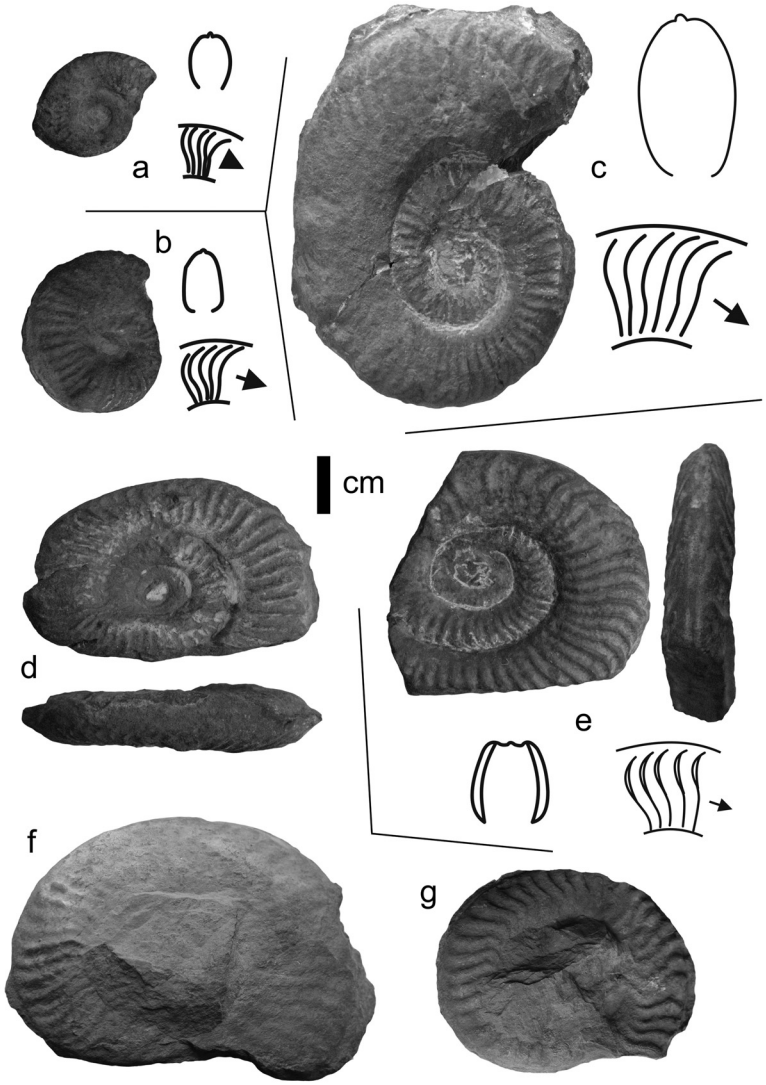
Locality: Rovné, *ex situ*.

Stratigraphic range: Upper Pliensbachian, Lower Domerian, biozone Margaritatus.

Museum number: Aacc. n. 260/2005 (reg. n. PZ-354).

***Fuciniceras lavinianum* (Fucini, 1900)**
Tab. 2, Figs. d, e

1900 *Grammoceras portisi* Fucini, Tab. 9, Figs. 1–3 ex Blau & Meister, 1991, p. 182
1980 *Fuciniceras lavinianum* (Fucini) *coniungens* (Fucini) – Wiedenmayer, Tab. 10, Figs. 14 and 15



Tab. 2. *Protogrammoceras incertum* (Monastier), loc. Rovné, *ex situ,* acc. n. 258/2005 (reg. n. PZ-352) – a; *Fuciniceras compressum* (Monestier), loc. Rovné, *ex situ*, acc. n. 260/2005 (reg. n. PZ-354) – b; *Fuciniceras cornacaldense* (Tausch), loc. Rovné, *ex situ*, acc. n. 257/2005 (reg. n. PZ-351) – c; *Fuciniceras lavinianum* (Fucini), loc. Rovné, *ex situ*, acc. n. 256/2005 (reg. n. PZ-350) – d; *Fuciniceras lavinianum* (Fucini), loc. Úplaz, *ex situ*, acc. n. 40/2006 (reg. n. PZ-445) – e; *Fuciniceras* sp., loc. Úplaz (layer n. 64), acc. n. 37-38/2005 (reg. n. PZ-442-443) – f, g. From collection of SNM in Martin, Andrej Kmeť Museum. Photo by Bendík, 2012.

1991 *Fuciniceras* gr. *lavinianum* (Fucini) – Blau & Meister, Tab. 5, Fig. 23, Tab. 6, Figs. 5–11, 14
1993 *Fuciniceras* gr. *lavinianum* (Fucini) – Jaksch, Tab. 2, Figs. 5 and 6
1997 *Fuciniceras lavinianum* (Fucini) – Dommergues, Meister & Schirolli, Tab. 2, Figs. 4 and 29
1998 *Fuciniceras* gr. *lavinianum* (Fucini) – portisi (Fucini) – Géczy & Meister, Tab. 8, Figs. 1–11
2002 *Fuciniceras lavinianum* (Fucini) – Faraoni, Marini, Pallini & Venturi, Tab. 4, Fig. 3, Tab. 5, Figs. 1 and 2

Material: Two well preserved, partly damaged/deformed stone cores. Ribbing and keel are well preserved on last two whorls.
Remarks: Evolute, planispiral shell. Coiling is consistent, without marked changes, last whorl increases faster. Whorl cross-section is oval to quadrate, height of whorl is bigger than width. Lateral sides are partly bulging. Ribbing is strong, sinusoidal, prorsiradiate (retroverse), on ventrolateral side edge are turned to aperture of shell. Umbilikus is wide and narrow. Keel is similar and massive, tricarinate – bisulcate.
Comparison: *F. lavinianum* ribbing on ventrolateral edge more intensively turns to aperture and is not as dense as in *F. cornacaldense*. In contrast to *F. cornacaldense* the shell is less evolute and on lateral sides less bulging then in *F. lavinianum*.
Locality: Rovné and Úplaz, *ex situ*.
Stratigraphic range: Upper Pliensbachian, Lower Domerian, Margaritatus Biozone.
Museum number: Acc. n. 256/2005 (reg. n. PZ-350), acc. n. 40/2006 (reg. n. PZ-445).

Fuciniceras sp.

Tab. 2, Figs. f, g

Material: Four incomplete, mechanically damaged stone cores affected by solution. Accurate determination is impossible.
Remarks: Evolute, serpenticone stone core. Coiling is consistent, last whorl grows faster. Whorl cross-section is oval, partly eliptical. Ribbing is strong, sinusoidal, prorsiradiate, typical for genus *Fuciniceras*. Umbilikus is wide and narrow, like to *F. lavinianum*. Keel is damaged, on viewable part it is tricarinate – bisulcate.
Locality: Úplaz (bed n. 64), Rovné, 3 pieces *(ex situ)*.
Stratigraphic range: Upper Pliensbachian, Lower Domerian, Margaritatus Biozone.
Museum number: Acc. n. 27/2005 (reg. n. PZ-120), acc. n. 255/2005 (reg. n. PZ-349), acc. n. 37-38/2005 (reg. n. PZ-442-443).

Harpoceras Waagen, 1869
Harpoceras falcifer (Sowerby)

Tab. 3, Figs. a–h

1822 *Ammonites falcifer* – Sowerby, Tab. 254, Fig. 2
1961 *Harpoceras falcifer* (Sowerby) – Dean, Donovan, Howart, Pl. 72, Fig. 3
1964 *Harpoceras falcifer* (Sowerby) – Rakús, p. 137, Tab. 23, Fig. 1
1968 *Harpoceras falciferum* (Sowerby) – Sapunov, Pl. 1, Fig. 2a–c
1976 *Harpoceras falcifer* (Sowerby) – Schlegelmilch, Tab. 45, Fig. 4
1977 *Harpoceras falcifer* (Sowerby) – Nicosia & Pallini, Pl. 1, Fig. 7
1997 *Harpoceras falciferum* (Sowerby) – Metodiev, pp. 14–15, Tab. 1, Fig. 8
2001 *Harpoceras (Harpoceras) falciferum* (Sowerby) – Rulleau & Elmi, Pl. 6, Fig. 1
2002 *Harpoceras falciferum* (Sowerby) – Bécaud, Pl. 5, Figs. 1–3
2002 *Harpoceras falciferum* (Sowerby) – Neige & Rouget, pp. 769–770, Fig. 3
2008 *Harpoceras falciferum* (Sowerby) – Metodiev, Fig. 3d–h
2009 *Harpoceras* ex gr. *falciferum* (Sowerby) – Myczynsky, Jach, Fig. 5D–F

Material: Eleven specimens. Six more or less complete stone cores from the grey marly spotted limestones (Allgäu Fm.), strongly deformed (flattened) with preserved coiling, ribbing, umbilikus and keel. Other five, hosted by ammonitico rosso limestones (Adnet Fm.), are preserved only in incomplete fragments or impression of ribbing (last whorl).
Remarks: Planispiral, partly involuted shell. The last whorl is increasing faster, it is two/two and a half times higher as the previous whorl. Whorl cross-section is lanceolated (in these specimens not preserved due to deformation), with partly convex lateral sides and coarser on ventrolateral side. Ribbing is very fine, falcoid. Lateral side reaches the edge of the ventral side (keel). Keel edge is simple and bold. Umbilikus is relatively narrow and deeper with stronger umbilical edge.
Comparison: Found exemplars are typical representatives for *Harpoceras falcifer* (Sowerby).
Locality: Rovné and Skladaná skala *(ex situ)*.
Stratigraphic range: Lower Toarcian, Falcifer Biozone (species zone).
Museum number: Acc. n. 47-51/2006 (reg. n. PZ-452-456), acc. n. 61-65/2011 (reg. n. PZ-742-744), acc. n. 70/2011 (reg. n. PZ-751).

Harpoceras pseudoserpentinum Gabilly, 1976

Tab. 4, Figs. d, e

1976 *Harpoceras (Harpoceras) pseudoserpentinum* Gabilly – Pl. 6, Figs. 1 and 2, Pl. 7, Figs. 1–5, Pl. 8, Fig. 1, Pl. 9, Figs. 1 and 2
2002 *Harpoceras pseudoserpentinum* Gabilly – Bécaud, Pl. 3, Figs. 2 and 3

Material: Two well preserved stone cores (positive and negative) manifesting strong deformation (flattening). Preserved is coiling with ribbing and keel.
Remarks: Planispiral, partly involuted shell. The last whorl

is increasing quickly, reaching the height of the previous whorl two/two and half times. Whorl cross-section is lanceolate (in these specimens not preserved due to deformation). Ribbing is very fine, sinusoidal, falcoid. Lateral side proceeds to the sharp edge of the ventral side (keel). Keel edge is simple and bold. Umbilikus is relatively narrow and shallow.

Comparison: In preserved individuals the whorl cross-section does not allow comparison between species. Ribbing of *H. pseudoserpentinum* is finer (more ribs per whorl) and falcoid as in *H. alternatum* (Simpson) and/or *H. exaratum* (Young & Bird).

Locality: Skladaná skala *(ex situ)*.

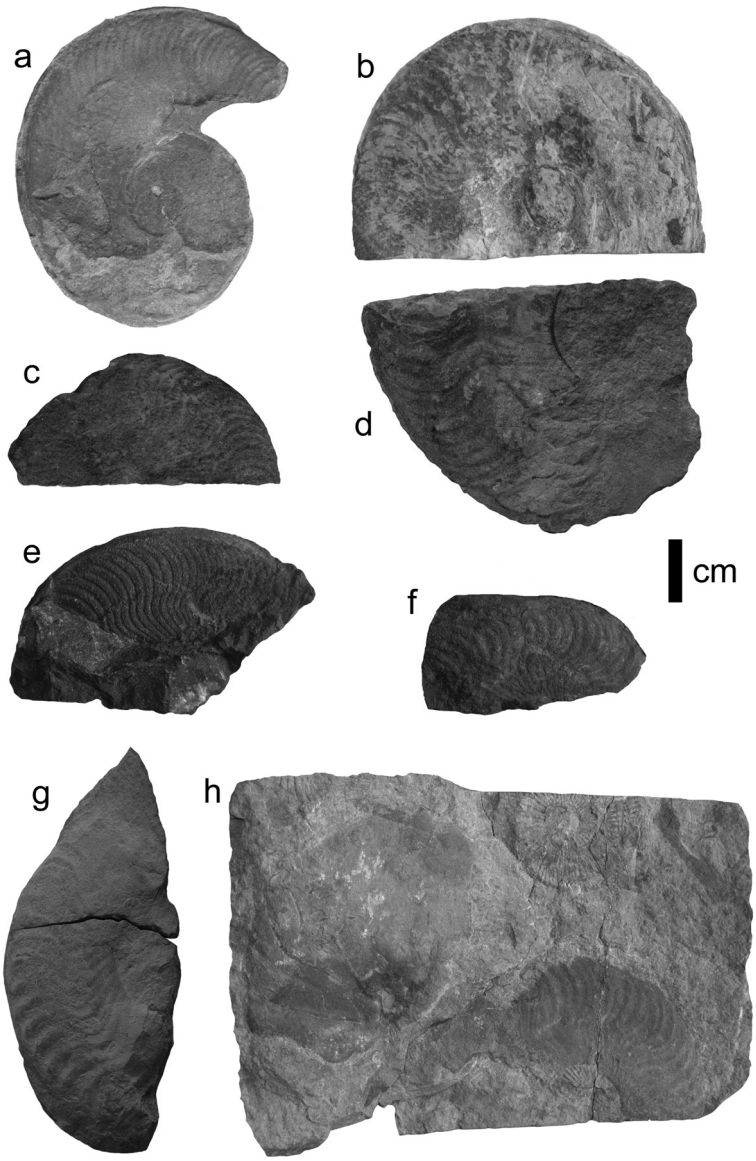
Stratigraphic range: Lower Toarcian, Falcifer Biozone.

Museum number: Acc. n. 67-69/2011 (reg. n. PZ-748--750).

***Harpoceras* cf. *exaratum* (Young & Bird, 1828)**
Tab. 4, Fig. g

Material: One very well preserved stone core (positive and negative). Preserved is coiling, ribbing and keel.

Remarks: Planispiral, involute shell. The last whorl is increasing fast reaching two and a half times the height of the previous whorl. Whorl cross-section is lanceolate, thicker on the ventrolateral side of the whorl (in this specimen not preserved due to the deformation). Ribbing is sinusoidal, partly falcoid. Lateral side proceeds to



Tab. 3. *Harpoceras falcifer* (Sowerby), loc. Skladaná skala, *ex situ* (a – d, h), loc. Úplaz, *ex situ* (e – g). From collection of SNM in Martin, Andrej Kmeť Museum: acc. n. 61/2011 (reg. n. PZ-742) – a; acc. n. 62/2011 (reg. n. PZ-743) – b; acc. n. 65/2011 (reg. n. PZ-746) – c; acc. n. 64/2011 (reg. n. PZ-745) – d; acc. n. 47-49/2006 (reg. n. PZ-452-454) – f, g; *Harpoceras falcifer* (Sowerby), *Dactylioceras* sp., *Cenoceras* sp., acc. n. 70/2011 (reg. n. PZ-751) – h. Photo by Bendík, 2012.

a sharp edge of the ventral side (keel). Keel edge is simple and bold. Umbilikus is relatively narrow and shallow.

Locality: Skladaná skala, *ex situ*.

Stratigraphic range: Lower Toarcian, Falcifer biozone.

Museum number: Acc. n. 72-73/2011 (reg. n. PZ-753--754).

Harpoceras cf. *falcifer* (Sowerby, 1820)

Material: One fragment of ribbing shape, being damaged, but typical for *H. falcifer* (Sowerby).

Remarks: Planispiral, medium involuted shell. Coiling is faster, but constant, lateral sides are flattened. Whorl cross section is elliptical. Ribbing is fine, falcoidal, prorsiradial, terminate under the keel. Keel is similar, massive. Umbilikus is massive and narrow.

Locality: Úplaz, bed n. 77.

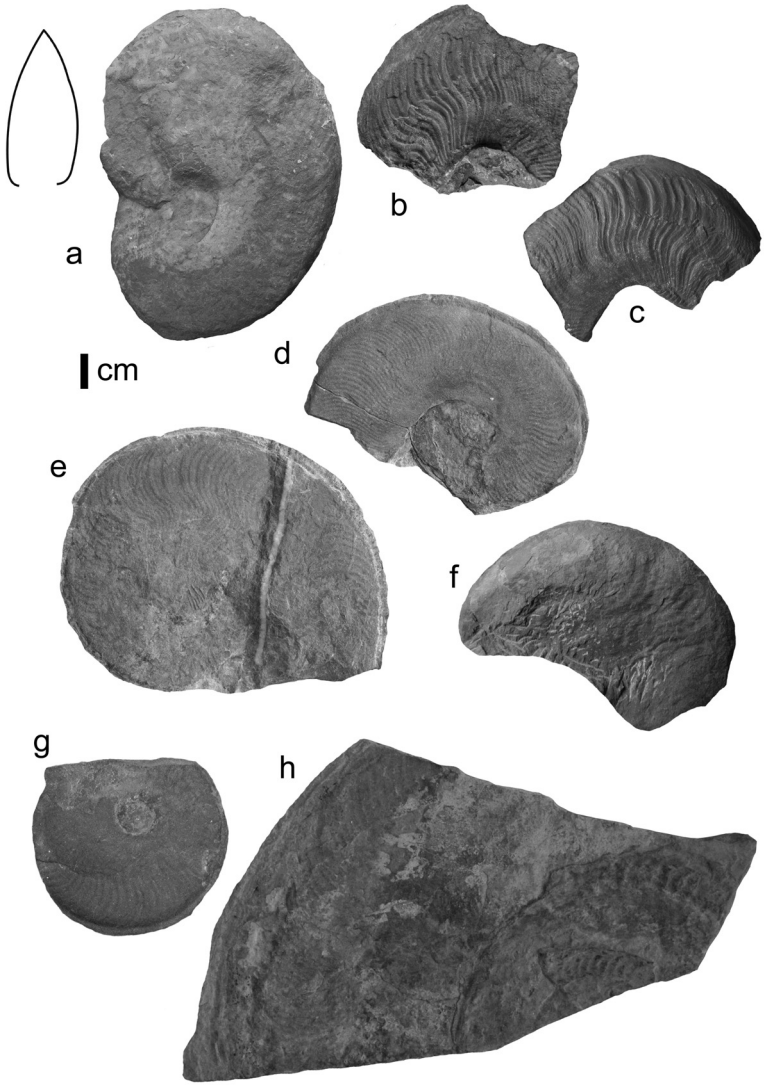
Stratigraphic range: Lower Toarcian, Falcifer Biozone.

Museum number: Acc. n. 29/2005 (reg. n. PZ-122).

Harpoceras cf. *elegans* (Sowerby, 1815)

Tab. 4, Figs. a–c

Material: One well preserved stone core and one fragment (impression) of shell. Stone core is partly damaged by erosion, ribbing is preserved on last whorl. Impressions have well preserved ribbing and keel. Sutures are the most damaged, incomplete.



Tab. 4. *Harpoceras* cf. *elegans* (Sowerby), loc. Rovné, *ex situ*, acc. n. 278/2005 (reg. n. PZ-312) – a; *Harpoceras* cf. *elegans* (Sowerby), original impression and model of whorl (c), loc. Rovné, *ex situ*, acc. n. 293a,b/2005 (reg. n. PZ-387a, b) – b, c); *Harpoceras pseudoserpentinum* Gabilly, loc. Skladaná skala, *ex situ*, acc. n. 69/2011 (reg. n. PZ-750) – d; *Harpoceras pseudoserpentinum* Gabilly, loc. Skladaná skala, *ex situ*, acc. n. 67/2011 (reg. n. PZ-748) – e; *Harpoceras* sp. cf. eseri (Oppel), loc. Nolčovo (layer n. 25), acc. n. 109/2005 (reg. n. PZ-202) – f; *Harpoceras* cf. *exaratum* (Young & Bird), loc. Skladaná skala, *ex situ*, acc. n. 72/2011 (reg. n. PZ-753) – g; *Harpoceras* sp., loc. Skladaná skala, *ex situ*, acc. n. 66/2011 (reg. n. PZ-747) – h. From collection of SNM in Martin, Andrej Kmeť Museum. Photo by Bendík, 2012.

Remarks: Platycone, involute planispiral shell. Last whorl increases the most fast (grows to triple as anterior), irregularly, and laps to anterior whorl. Whorl cross--section is oval, partly with lanceolar ventral side. Ribbing is moderately strong, sinusoidal – falcate, starting at umbilical edge, ending under keel. Upper side of the ribs is convex curved, lover part is moderate equal, partly concave. Umbilikus is narrow and shallow.

Comparison: In contrast with *H. falcifer* (Sowerby), the *H. elegans* (Sowerby) has the fine dense ribbing, whorl cross-section is more oval (mainly lateral sides) with marked lanceolar ventral side (*H. falcifer* has stronger keel). *H. elegans* (Sowerby) has more involute coiling and umbilikus is narrower.

Locality: Rovné, *ex situ*.

Stratigraphic range: Lower Toarcian, Falcifer Biozone.

Museum number: Acc. n. 278/2005 (reg. n. PZ-312), acc. n. 293a-d/2005 (reg. n. PZ-387a-d).

***Harpoceras* sp. cf. *eseri* (Oppel, 1856)**
Tab. 4, Fig. f

Material: One impression of strong ribbing, stone core is not preserved.

Remarks: Platycone, planispiral shell. Last whorl increases fast and regularly. Whorl cross-section is elliptical, ventrolateral part passes into the lenceolar form. Ribbing is moderately strong, sinusoidal. Keel is small, obscure.

Locality: Nolčovo, bed n. 25.

Stratigraphic range: Upper Toarcian, Thouarsense biozone.

Museum number: Acc. n. 109/2005 (reg. n. PZ-202).

***Harpoceras* sp.**
Tab. 4, Fig. h

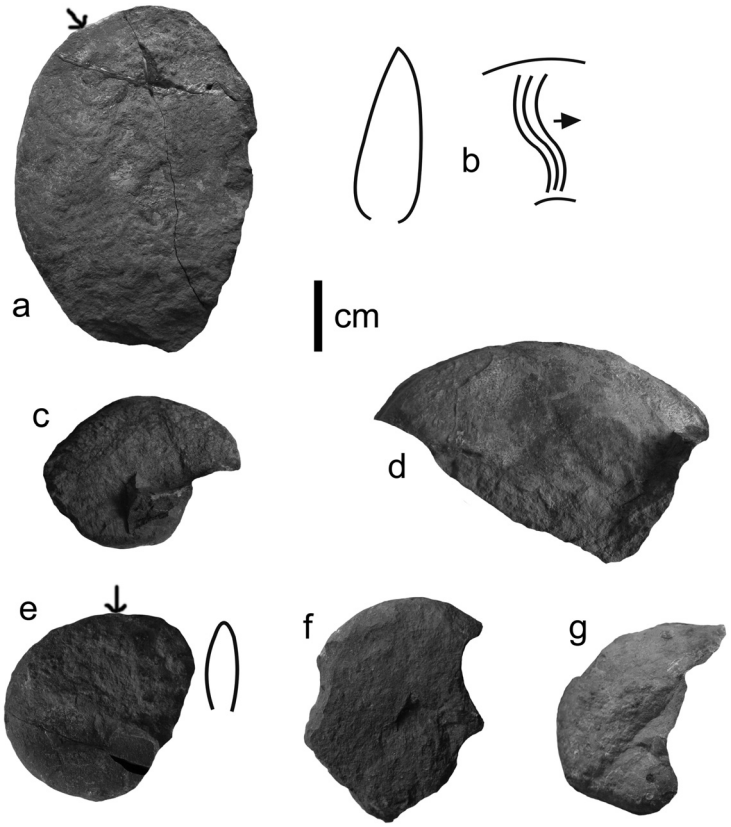
Material: Two partly preserved specimens. One incomplete stone core with negative impression and other one incomplete, considerable damaged impression of ribbing, the stone core is not preserved.

Remarks: One specimen has preserved part of coiling, typical ribbing and keel of the genus *Harpoceras*. In second specimen, the incomplete stone core does not allow determination. Ribbing is strong, falcated, one impression has expressive, similar keel.

Locality: Úplaz, bed n. 77, Skladaná skala, *ex situ*.

Stratigraphic range: Lower Toarcian, Falcifer Biozone (found together with s *H.* cf. *falcifer*).

Museum number: Acc. n. 30/2005 (reg. n. PZ-123), acc. n. 66/2011 (reg. n. PZ-747).



Tab. 5. *Polyplectus discoides* (Zieten), loc. Turecká, layer n. 34, acc. n. 91/2005 (reg. n. PZ-184) – a, b; *Polyplectus discoides* (Zieten), loc. Úplaz, *ex situ*, acc. n. 64/2007 (reg. n. PZ-663) – c; *Polyplectus discoides* (Zieten), loc. Turecká, layer n. 34, acc. n. 91/2005 (reg. n. PZ-184) – d; *Micropolyplectus* sp., loc. Rovné, *ex situ*, acc. n. 276/2005 (reg. n. PZ-370) – e; *Micropolyplectus* sp., loc. Rovné, *ex situ*, acc. n. 277/2005 (reg. n. PZ-371) – f; *Micropolyplectus* sp., loc. Turecká, layer n. 34, acc. n. 90/2005 (reg. n. PZ-183) – g. From collection of SNM in Martin, Andrej Kmeť Museum. Photo by Bendík, 2012.

***Polyplectus* Buckman, 1890**
***Polyplectus discoides* (Zieten, 1830)**
Tab. 5, Figs. a–d

1830 *Ammonites discoides* Zieten, p. 21, Tab. 16, Fig. 1 ex Guex, 1975, p. 115
1968 *Polyplectus discoides* (Zieten) – Guex, p. 7, Tab. 2, Fig. 15
1975 *Polyplectus discoides* (Zieten) – Guex, p. 115, Tab. 7, Fig. 8
1976 *Polyplectus discoides* (Zieten) – Schlegelmilch, p. 90, Tab. 47, Fig. 8
1994 *Polyplectus discoides* (Zieten) – Jakobs, Smith & Tipper, Tab. 3, Figs. 20 and 21
1997 *Polyplectus discoides* (Zieten) – Jakobs, p. 52, Tab. 4, Figs. 14 and 15
1997 *Polyplectus discoides* (Zieten) – Metodiev, p. 15, Tab. 1, Fig. 7
2008 *Polyplectus discoides* (Zieten) – Metodiev, Tab. 5, Fig. r, s

Material: Three incomplete fragments of the rock core. Preserved there are only one side with ribbing, and ventral part with keel.
Remarks: Oxycone, involute shell. The last whorl is increasing fast on two/two and a half times of the height of previous whorl. The whorl cross-section is lanceolated, thicker on the inner side of the whorl. Ribbing is fine, sinusoidal, strongly forward on ventrolateral side. On the ventral side it is towards the mouth ribs. Lateral side acquired the sharp edge of the ventral side (keel). Keel edge is simple and bold. Umbilikus is relatively narrow and deep.
Comparison: A detailed description of the occurrence was provided Guex (1968). Individuals from Turecká are consistent with those in the work of Guex (1975), being characteristic with a typical sinusoidal ribbing and strong involute shell.
Locality: Turecká, bed n. 34, Úplaz, *ex situ*.
Stratigraphic range: Upper Toarcian, bed with *H. variabilis* (D´Orbigny), Variabilis biozone.
Museum number: Acc. n. 91-92/2005 (reg. n. PZ-184--185), acc. n. 64/2007 (reg. n. PZ-663).

***Micropolyplectus* sp.**
Tab. 5, Figs. e–g

Material: Three complete, moderately mechanically damaged rock cores. This genus is typical with winding turns on the core dimensions. Detailed species identification was not possible due to the failures in ribbing. Poorly (incompletely) preserved suture.
Remarks: Oxycone, strongly involute shell of smaller size. The coiling is fast, the last thread overlaps the previous one. Ribbing on the cores is not observable. Lateral sides are smooth and straight or slightly arched. The dorsal part has rounded edge (keel), in one case, a slightly sharper peak was observed. Umbilikus is very narrow and relatively shallow.
Locality: Turecká, bed n. 34, Rovné, *ex situ*.
Stratigraphic range: Upper Toarcian, bed with *H. variabilis* (D´Orbigny), Variabilis biozone (only in locality Turecká).
Museum number: Acc. n. 90/2005 (reg. n. PZ-183), acc. n. 276-277/2005 (reg. n. PZ-370-371).

Conclusion

The long-term research of Adnet and Allgäu formations in the Veľká Fatra Mts. has identified 63 ammonite species of Lower Jurassic age. This paper summarizes the results of the research of the *Harpoceratinae* subfamily. The individual specimens were found mainly in the *ex situ* position, which do not allowed to learn the relations in examined profiles (localities), as well as their mutual correlation and correlation of individual species within the layers. Research has identified 11 species, and other three undeterminable genera (designated as sp.). Found species represented four ammonite biozones (Margaritatus, Falcifer, Variabilis and Thouarsense), which are typical for the northwestern Europe (boreal/subboreal realm) (Bendik, 2005a).

Acknowledgements. Research was held in the frame of the project SNM-MT VVÚ-PrV-B3 (Litofacial and faunistic changes in the envelope sequence and Krížna nappe (Fatricum) in Jurassic from Veľká and Malá Fatra Mts).

References

Andrusov, D., 1931: Remarks to stratigraphy and paleontology of Liassic in the Central Carpathian nappes. *Věst. St. geol. Úst., VII, 131 – 137. (In Slovak.)*
Bécaud, M., 2002: Le Toarcien de la bordure sud et sud-est du Massif armoricain (Deux-Sèvreset Vendée). *Le naturaliste vendéen, 2, 3 – 33.*
Bendík, A., 2000: Tethyan – Boreal connection during the Pliensbachian (Western Carpathians): An evidence from ammonite fauna. *Slovak Geol. Mag., Bratislava, 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 palaeobiogeography and faunal migration. *Biul. Państw. Inst. geol., 12th Meeting of the Assoc. of Europ. Geol. Societes, Poland, Krakov, 21 – 22.*
Bendík, A., 2004a: Ammonite fauna changes in Central Western Carpathians in Lower Jurassic: Examples from Adnet Formation in the Veľká Fatra Mts. *Manuscript. Disertation thesis, Archive of GÚ SAV Bratislava, Banská Bystrica, 165 p. (In Slovak.)*
Bendík, A., 2004b: Ammonite fauna of superfamily Psiloceratacеae Hyatt, 1867 from the Lower Jurassic limestone formation of the Veľká Fatra Mts. (Central Western Carpathians, Slovakia). *Miner. Slov., 36, 7 – 16.*
Bendík, A., 2005a: Lower Jurassic (Pliensbachian – Toarcian) ammonite zonation of Central Western Carpathians: Examples from the Adnet Formatin of the Veľká Fatra Mts. *In: Zbor. SNM v Martine, Kmetianum X, Martin, 75 – 94. (In Slovak.)*
Bendík, A., 2005b: Ammonite fauna of Adnet Formation in the location of Nová Hoľa (Veľká Fatra Mts., Western Carpathians, Slovakia). *In: Zbor. SNM v Martine, Kmetianum X, Martin, 95 – 104. (In Slovak.)*
Bendík, A., 2008: Liassic ammonite fauna from Úplaz in the Veľká Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia). *In: Zbor. SNM v Martine, Kmetianum XI, Martin, 74 – 106. (In Slovak.)*

Bendík, A., 2010: Ammonite fauna from collection of Slovak National Museum in Martin – Andrej Kmeť Museum. *Miner. Slov., 42, 2, 264 – 268.*

Bendík, A., 2011: Microfacial analysis of the red nodular limestones stratum in the location of Nová Hoľa (Veľká Fatra Mts., Slovakia). *In: Zbor. SNM v Martine, Kmetianum XII, Martin, 93 – 107. (In Slovak.)*

Blau, J. & Meister, C., 1991: Liassic (Pliensbachian) Ammonites from the Lienz Dolomites (Eeastern Tyrol, Austria). *Jb. Geol. B.-A., Wien, 134, 2, 171 – 204.*

Caracuel, J. E., Sandoval, J., Martín-Martín, M., Estévez-Rubio, A. & Martín-Rojas, I., 2006: Jurassic biostratigraphy and paleoenvironmental evolution of the Malaguide complex from Sierra Espũna (Internal Betic zone, SE Spain). *Geobios, 39, 25 – 42.*

Dean, W. T., Donovan, D. T. & Howarth, M. K., 1961: The Liassic ammonite zones and subzones of the north–west European provinces. *Bull. Brit. Mus. natur. Hist., Ser. Geol.; Mineral., 4, 10.*

Dommergues, J. L., Meister, C. & Schirolli, P., 1997: Les succession des ammonites du Sinémurien supérieur au Toarcien basal dans les Préalpes de Brescia (Italie). *Mem. Sci. Geol., Padova, 49, 1 – 26.*

D´Orbigny, A., 1842–1851: Paléontologie française: Terrains jurassiques, partie 1, Céphalopodes. *Éditions Masson, Paris.*

El Hariri, K., Dommergues, J. L., Meister, C., Souhel, A. & Chafiki, D., 1996: Les Ammonites du Lias inférieur et moyen du Haut – Atlas de Béni Méllal (Maroc): Taxinomie et biostratigraphie à haute résolution. *Geobios, 29, 5, 537 – 576.*

Faraoni, P., Marini, A., Pallini, G. & Venturi, F., 2002: Protogrammoceratinae and new ammonite assemblages of the Central Apennines and their significance on the Carixian – Domerian biostratigraphic boundary in the Mediterranean paleoprovince. *Geologica Romana, 36, 215 – 249.*

Fischer, R., 1975: Die deutschen Mittellias – Falciferen (Ammonoidea, Protogrammoceras, Fuciniceras, Arieticeras). *Palaeontographica, Abt. A, Stuttgart, 151, 47 – 101.*

Gabilly, J., 1976: Évolution et systématique des Phymatoceratinae et des Grammoceratinae (Hildocerataceae ammonitina) de la région de Thouars, stratotype du Toarcien. *Mém. Soc. géol. France, 124, 1 – 96.*

Géczy, B. & Meister, C., 1998: Les ammonites du Domérien de la montagne du Bakony (Hongrie). *Rev. Paléobiol., Genéve, 17, 1, 69 – 161.*

Guex, J., 1968: Sur deux conséquences particuliéres des traumatismes du manteau des ammonites. *Bull. Géol. Lausanne, 175, 1 – 11.*

Guex, J., 1975: Description biostratigraphique du Toarcien supérieur de la bordure sud des Causses (France). *Eclogae geol. Helv., Bâle, 68, 1, 97 – 129.*

Hauer, F., 1855: Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden-Fauna der Hallstätter Schichten. *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. XV, Wien.*

Jakobs, G. K., 1997: Toarcian (Early Jurassic) ammonoids from western North America. *Geol. Surv. Canada, Bull., 428, 137.*

Jakobs, G. K., Smith, P. L. & Tipper, H. W., 1994: An ammonite zonation for the Toarcian (Lower Jurassic) of the North American Cordillera. *Canad. J. Earth Sci., 31, 919 – 942.*

Jaksch, K., 1993: Über das Liasvorkommen von Schwendt am Nordostrand des Kaisergebirges (Tirol) mit besonderer Berücksichtigung seiner Ammonitenfauna. *J. Geol. B.-A., Wien, 136, 1, 65 – 75.*

Kováč, P. & Bendík, A., 2002: Structural analysis of Adnet limestones at locality Zvolen – Donovaly (Western Carpathians). *Miner. Slov., 34, 3 – 4, 207 – 210. (In Slovak.)*

Metodiev, L., 1997: Toarcian and Aalenian ammonites in a part of the Western Stara Planina Mts., Bulgaria (taxonomy, stratigraphy). *Geologica Balcanica, Sofia, 27, 3 – 4, 3 – 31.*

Metodiev, L., 2008: The ammonite zones of the Toarcian in Bulgaria: New evidence, subzonation and correlation with the standard zones and subzones in North-Western Europe. *C. R. Acad. bulg. Sci., 61, 1, 87 – 132.*

Myczyńsky, R. & Jach, R., 2009: Cephalopod fauna and stratigraphy of the Adnet type red deposits of the Krížna unit in the Western Tatra mountains. *Ann. Soc. geol. Poloniae, 79, 27 – 39.*

Neige, P. & Rouget, I., 2002: Les ammonites du Toarcien de Chantonnay (Vendée, France): analyse paléontologique, biostratigraphie et réflexion sur les Hildoceratinae. *Geodiversitas, 24, 4, 765 – 784.*

Nicosia, V. & Pallini, G., 1977: Ammonites and calcareous nannoplankton of the Toarcian "Ammonitico Rosso" in the expuseres of M. la Pelosa (Terni, Central Apennines, Italy. *Geol. Rom., 16, 263 – 283.*

Peržel, M., 1967: Geologický výskum mezozoika juhozápadnej časti Veľkej Fatry. Dielčia záverečná správa. *Manuskript. Archív ŠGÚDŠ, Bratislava, AP 4158, 93.*

Rakús, M., 1964: Paläontologische Studien im Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. *In: Mišík, M. & Rakús, M. (eds.): Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 1, 93 – 156.*

Rulleau, L., Elmi, S. & Thévenard, B., 2001: Géologie et paléontologie des dépots ferrugineaux du Toarcien et de Aalénien aux environs de Lyon. *Doc. Lab. Géol., Lyon, 154, 153 p.*

Sapunov, J. G., 1968: The ammonite zones of the Toarcian in Bulgaria. *Bull. of geol. Inst., ser. Paleont., XVII, 133 – 171.*

Schlegelmilch, R., 1976: Die Ammoniten des süddeutschen Lias. *Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 213 p.*

Sowerby, J. S., 1812–1829: Mineral Conchology of Great Britain. London.

Šimo, V., 2011: Community fossil tracks in the low-Jurassic sequence in the location of Skladaná skala (a stratum Janovka, the Veľká Fatra). *In: Zbor. SNM v Martine, Kmetianum XII, Martin, 108 – 130. (In Slovak.)*

Štúr, D., 1859: Die geologische Übersichtskarte des Wassergebietes der Waag im nordwestlichen Ungarn. *Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 10, 27 – 31.*

Štúr, D., 1868: Bericht üdie geologische Aufnahme im oberen Waag – und Granthole. *Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 18, 3, 337 – 426.*

Urlichs, M., 1977: Stratigraphy, ammonite fauna and some ostracods of the Upper Pliensbachian at the type locality (Lias, SW – Germany). *Stuttgarter Beitr. Naturk., Seria B, Stuttgart, 28, 1 – 13.*

Wiedenmayer, F., 1977: Die Ammoniten des Besazio – Kalks (Pliensbachian, Südtessin). *Schweiz. paläont. Abh., 98, 1 – 169.*

Wiedenmayer, F., 1980: Die Ammoniten der mediterranen Provinz im Pliensbachian und unteren Toarcian aufgrund neuer Untersuchungen im Generoso – Becken (Lombardische Alpen). *Mém. Soc. Helv. Sci. Nat., Basel, 93, 260 p.*

Manuscript received 14. 2. 2012
Revised form received 17. 8. 2012
Manuscript accepted by Editorial Board 26. 11. 2012

Mineralia Slovaca, 44 (2012), 295 – 302
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Príklad integrovanej diagnostiky zosuvov: zosuv v Chmiňanoch

MARTIN BEDNARIK[1], RENÉ PUTIŠKA[2], MIRKO MATYS[1], IVAN DOSTÁL[2],
MARTIN DUNČKO[1] a MAREK LAHO[3]

[1]Katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava;
mbednarik@fns.uniba.sk
[2]Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[3]Národná diaľničná spoločnosť, a. s., Mlynské nivy 45, 821 09 Bratislava

An example of integrated diagnostics of landslides: Case study of the landslide at the village of Chmiňany

The contribution is focused on the modern processing of the qualitative landslide assessment in the Chmiňany landslide case study. Here-in, the integrated geophysical diagnostics on landslide areas was applied and served information, relating to physical and mechanical soil and rock properties, lithology, structure and landslide geometry (lateral spreading and thickness). Obtained geophysical data were calibrated and faced with field mapping, technical works, geological conditions, engineering geological and hydrogeological conditions, as well as with digital elevation model and its derivations. Slope deformation was then visualized as 2D and 3D engineering geological and geophysical models. Landslide is located on gently modeled slope south of the Chmiňany village. The slope was reactivated by combination of anomalous rainfalls and undercutting of the slope´s toe during the building phase of social houses. The landslide reached also to the space of projected highway D1 Fričovce – Svinia.

Key words: integrated diagnostics of landslides, geophysical research, factor of safety, Chmiňany landslide

Úvod

Zosuvné územie sa nachádza na mierne modelovanom svahu južne od obce Chmiňany, a to neďaleko od súčasného sútoku rieky Svinky s potokom Jakubovianka. Kombináciou nadpriemerných zrážok v roku 2010, ako aj podrezaním päty svahu do výšky cca 4 – 5 m pri výstavbe objektov sociálnych nájomných bytov pre občanov rómskeho etnika došlo k reaktivizácii päty zosuvu, ktorý je uvedený v registri zosuvov ako potenciálny. Tento plošný zosuv má rozmery 450 x 565 m (obr. 1). Ďalším nepriaznivým faktorom bolo pozastavenie výstavby diaľnice v rámci PPP projektu – odhrnutá ornica v trase projektovanej diaľnice. Stabilita päty uvedeného zosuvného svahu bola narušená, čo sa prejavilo zátrhmi cca 5,0 m za hranou výkopu. Okrem uvedených objektov reaktivizovaný zosuv zasahuje do priestoru projektovanej diaľnice D1 Fričovce – Svinia.

V zmysle inžinierskogeologickej rajonizácie SR (Matula a Pašek, 1986) patrí územie do regiónu tektonických depresií (oblasť vnútrohorských kotlín). Na jeho geologickej stavbe sa podieľajú predkvartérne horniny, v prevažnej miere bielopotocké súvrstvie vnútrokarpatského paleogénu (Gross et al., 1999). Zastúpené je predovšetkým súvrstviami tvorenými ílovcami a pieskovcami, striedajúcimi sa v rôznom pomere, menej pieskovcami a zlepencami. Kvartérne sedimenty zastupujú deluviálne a deluviálno-eluviálne sedimenty na svahoch – hliny, íly, s rôznym percentom zastúpenia úlomkov podložných hornín, až hlinito-kamenité a kamenité sutiny. Ďalej sú tam prítomné tzv. sedimenty zosuvného delúvia podobného zloženia ako deluviálne sedimenty. Proluviálne sedimenty vystupujú pri vyústení potokov – pestré, netriedené, prevažne štrky, menej íly a hliny s úlomkami a obliakmi. Fluviálne sedimenty sú charakteristické najmä sedimentmi údolnej nivy a terasových stupňov. Zastúpené sú prevažne štrkmi, miestami s pokryvom hlín a ílov. Na území sa výrazne prejavujú svahové pohyby a erózia. Ich dôsledkom je vznik početných svahových deformácií rôzneho charakteru a veľkosti. Vhodné podmienky pre rozvoj svahovej erózie sú podmienené nízkou priepustnosťou paleogénneho, najmä ílovcového predkvartérneho podkladu a jeho ílovito-hlinitých zvetralín. Rýchlo zvetrávajúce paleogénne komplexy sú dobrým predpokladom na vytváranie hrubých deluviálnych pokryvov. Rozhranie delúvií a predkvartérneho podkladu je mimoriadne priaznivé na vytváranie šmykových plôch a často poskytuje veľmi vhodné inžinierskogeologické, geotechnické a hydrogeologické podmienky na aktivizáciu, resp. reaktivizáciu svahových deformácií.

Viacero organizácií aj jednotlivcov sa podieľalo na riešení stabilitných pomerov na tomto zosuve. Rovnako tak bolo prevedených niekoľko inžinierskogeologických prieskumov, obnovenie monitorovacej siete, ako aj realizácia I. etapy sanačných opatrení. Definitívna sanácia svahu bude ukončená v rámci výstavby úseku D1 Fričovce – Svinia (II. etapa sanačných opatrení). V súčasnej dobe prebieha monitoring svahovej deformácie.

Geofyzikálny prieskum

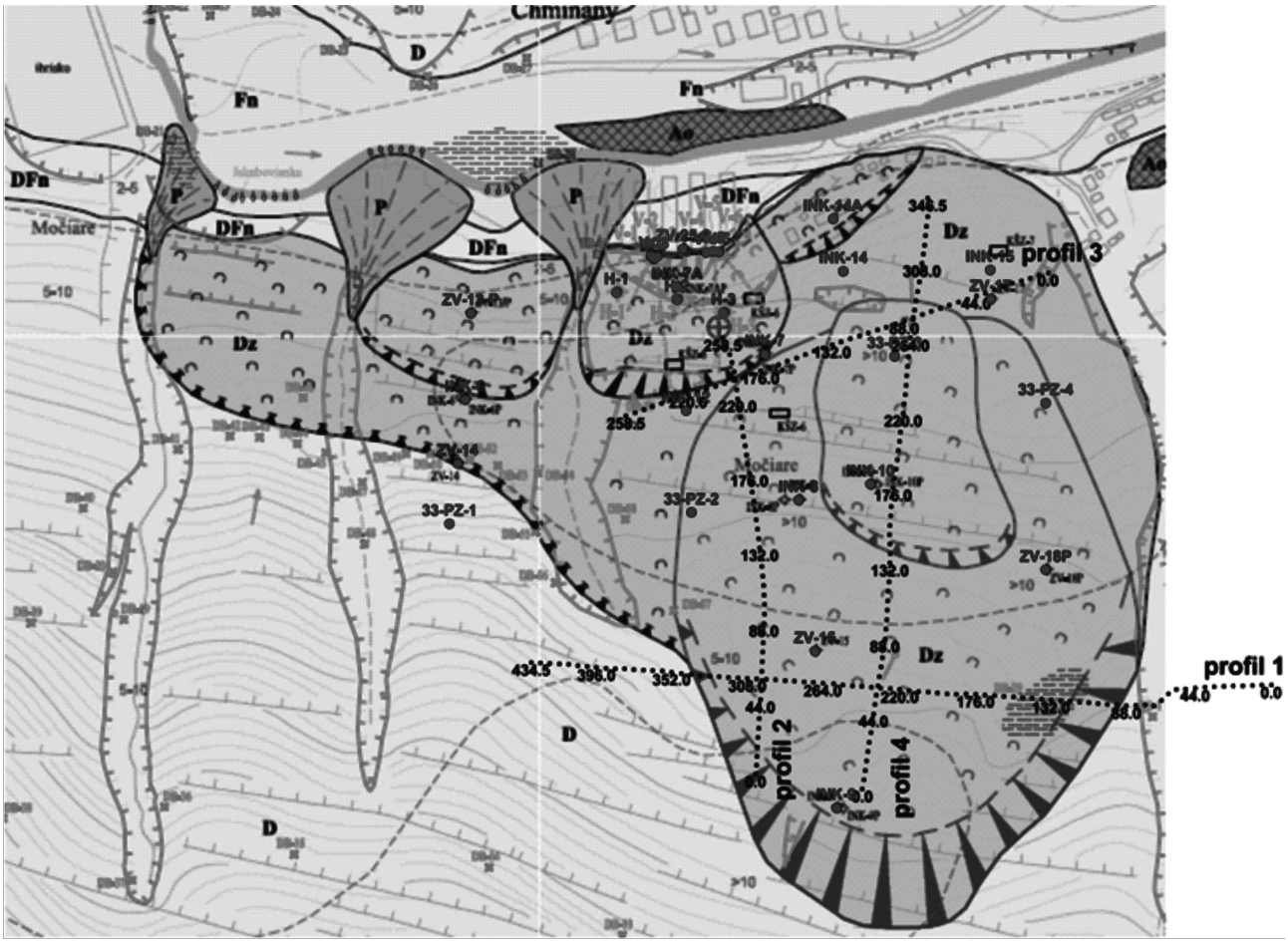
Na zosuvnom svahu bola aplikovaná metóda elektrickej odporovej tomografie (ERT), ktorá sa vo svete často používa pri prieskume zosuvných území (Lapenna et al., 2005; Meric et al., 2005; Godio et al., 2006) a poskytuje informácie o elektrickom odpore a jeho priestorovom rozložení pod povrchom. Na základe zmien merného elektrického odporu získame významné výsledky a informácie týkajúce sa litológie, štruktúry a geometrie zosuvu (laterálne rozšírenie a hrúbka). Z výsledkov je tiež možné identifikovať šmykové plochy medzi zosuvnou masou a pevnou horninou, prípadne priestorové zmeny hydrogeologických parametrov (pórovitosť a obsah vody).

Geofyzikálne práce boli vykonané na štyroch samostatných ERT profiloch. Situovanie geofyzikálnych profilov (obr. 1) bolo určené na základe predchádzajúceho inžinierskogeologického prieskumu za účelom získať doplňujúce informácie o zosuvnom území.

Metodika merania a výsledky

Elektrická odporová tomografia – ERT – je systém komplexného odporového merania s väčším počtom elektród. Vzájomná vzdialenosť elektród sa určuje v závislosti od detailnosti a požadovaného hĺbkového dosahu. Meranie bolo realizované aparatúrou ARES (GF Instrument). Použitý systém elektródového usporiadania bol dipól-dipól s krokom 5.5 m. Na interpretáciu nameraných zdanlivých odporov bol použitý program RES2DINV (2-D inverzia). Ide o typickú 2D úlohu, pri ktorej sa predpokladá, že merné odpory sa menia iba v smere profilu (os X) a s hĺbkou (os Z) a v smere osi Y sú konštantné. Inverzia nám umožňuje transformovať namerané dáta na súbor skutočných hodnôt merného elektrického odporu a na základe nich získať obraz o reálnej štruktúre analyzovaného horninového prostredia.

Jednotlivé profily boli zamerané aparatúrou GPS Pathfinder ProXH a spracované softvérom GPS Pathfinder office. Lokalizácia meraných profilov (začiatok a koniec profilu) v systéme S-JTSK je v tab. 1. V lokalite boli premerané štyri ERT profily s celkovou dĺžkou 1 316 m. Prvý profil bol situovaný kolmo na teleso zosuvu a jeho dĺžka je 434,5 m, v intervale 0 – 88 m sme museli presekať profil cez hustý porast, čo spôsobilo jeho čiastočné zvlnenie. Na základe tejto skutočnosti boli jednotlivé elektródy zamerané pozične, a ich skutočná poloha vstupovala priamo do výpočtu inverzie, čo umožnilo obmedziť chybu



Obr. 1. Situácia meraných profilov ERT (podklad Havčo et al., 2009).

Fig. 1. Situation of ERT profiles (background map by Havčo et al., 2009).

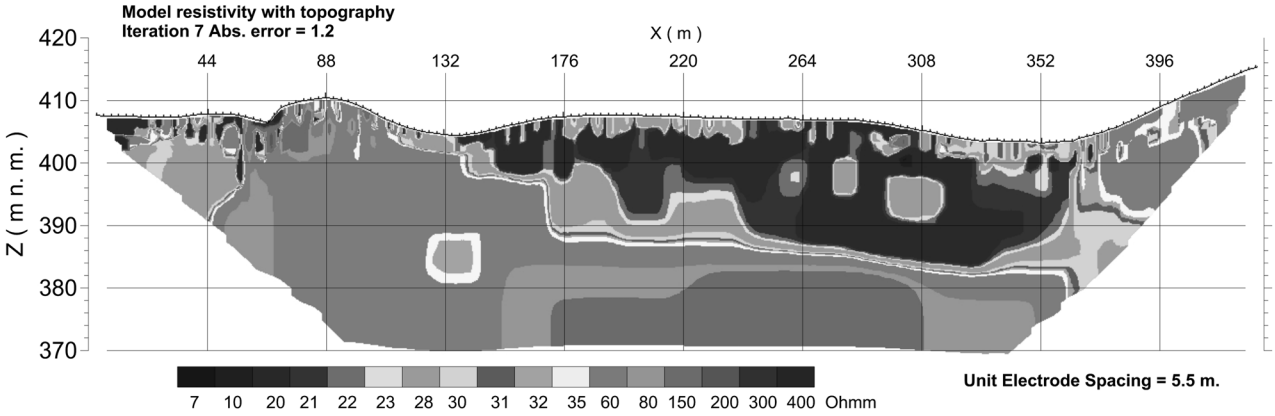
Tab. 1
Súradnice profilov v systéme S-JTSK
Coordinates of profiles within coordinate system S-JTSK

Profil 1	y	x	z	Profil 2	y	x	z
0	–274 784,65	–1 208 293,57	407,74	0	–275 082,30	–1 208 344,90	412,26
434.5	–275 211,86	–1 208 280,58	415,77	258.5	–275 101,24	–1 208 093,41	377,34
Profil 3	y	x	z	Profil 4	y	x	z
0	–274 913,47	–1 208 056,01	375,94	0	–274 982,98	–1 208 012,93	369,53
258.5	–275 157,15	–1 208 138,35	391,26	346.5	–275 020,72	–1 208 353,47	411,61

merania, ktorá vzniká nepresnosťou situovania meracích elektród, na minimum. Druhý profil s dĺžkou 258,5 m bol situovaný kolmo na prvý profil, ktorý pretína na metráži cca 300 m. Tretí profil s dĺžkou 258,5 m bol situovaný v spodnej časti zosuvného územia. Štvrtý profil dĺžkou 346,5 m bol navrhnutý tak, aby prechádzal stredom zosuvného územia. Všetky profily boli detailne polohovo a výškovo zamerané.

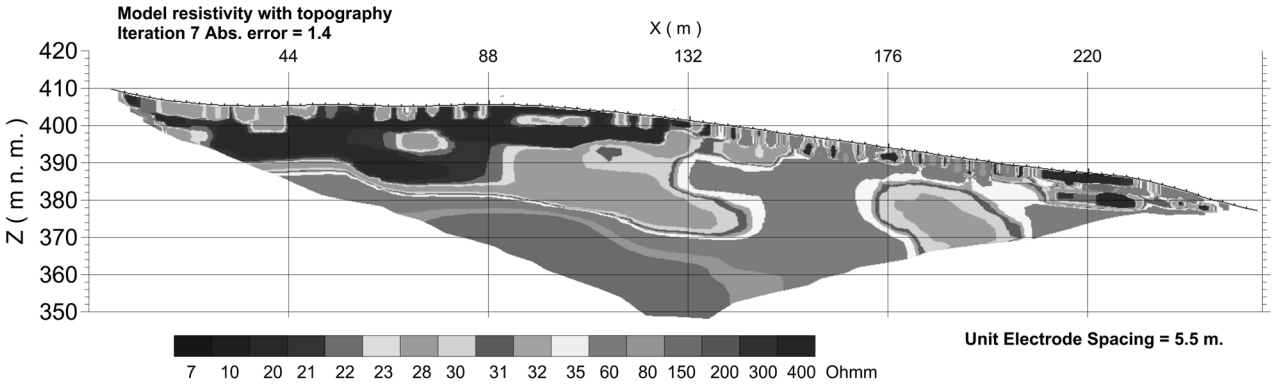
Spracovanie a parametre inverzie

V prvej etape spracovania boli pripravené vstupné dáta na výpočet inverzie – priameho modelovania v programe RES2DINV takým spôsobom, že lokálne súradnice boli nahradené geodetickými súradnicami (poloha, výška), čo nám umožnilo pri výpočtoch zohľadniť vplyv reliéfu a plošného posunu na celkový výsledok modelovania. V druhej etape boli nastavené parametre inverzie vstupujúce do samostatného výpočtu. Na samotný výpočet bola použitá norma L2, metóda konečných prvkov a na zjemnenie výpočtu sme nastavili model s polovičnou veľkosťou buniek (Loke et al., 2003). Na vypočítanie výsledného modelu bolo použitých sedem iterácií. V tretej etape boli spracované samotný výpočet a vizualizácia meraných profilov. Výsledky modelovania sú zobrazené samostatne vo forme 2D rezov:



Obr. 2. Profil 1: Elektrická odporová tomografia – 2D inverzný model.

Fig. 2. Profile 1: Electric resistance tomography – 2D inverse model.



Obr. 3. Profil 2: Elektrická odporová tomografia – 2D inverzný model.

Fig. 3. Profile 2: Electric resistance tomography – 2D inverse model.

profil 1 (obr. 2), profil 2 (obr. 3), profil 3 (obr. 4) a profil 4 (obr. 5). Na lepšie priestorové zobrazenie bola z výsledkov ERT a vrtného prieskumu spracovaná 3D vizualizácia (obr. 6).

Analýza získaných výsledkov

Znalosť lokálnej geológie a výsledky technických prieskumných prác nám umožnili detailne vyhodnotiť výsledky ERT v skúmanej lokalite. Geologické prostredie sme na základe získaných výsledkov generalizovali a následne rozdelili na tri litologické typy. Prvý typ je tvorený hlavne ílmi (hliny, piesčité hliny až hlinité piesky s úlomkami pieskovcov a ílovcov) s rozdielnou mocnosťou až do 22 m, druhý typ je tvorený elúviom, ktoré má prevažne charakter ílu, a tretí typ tvoria hliny, piesčité hliny až hlinité piesky s úlomkami pieskovcov a ílovcov. ERT a ani iné geofyzikálne metódy nedokážu odlíšiť rôzne druhy ílov, preto sú geneticky rôzne typy ílov uvedené v spoločnom litologickom type označenom íl.

Zo získaných výsledkov boli spracované geologické rezy s určením litologických rozhraní a naznačené šmykové plochy (obr. 7, 8, 9, 10). Získané výsledky z geofyzikálneho prieskumu boli konfrontované s výsledkami inžinierskej geológie. Napríklad v prípade profilu 2 (obr. 8) bola na základe inklinometrických meraní zistená šmyková plocha v hĺbke 19,25 m, z výsledkov ERT na metráži 0 až 100 m je šmyková plocha určená v intervale od 18 do 22 m a od metráže 100 až 200 m je šmyková plocha bližšie k povrchu (z výsledkov ERT bola zameraná hrubšia poloha „ílu“). Profil 2 je od vrtu INK-8 vzdialený 15 m smerom k boku zosuvu.

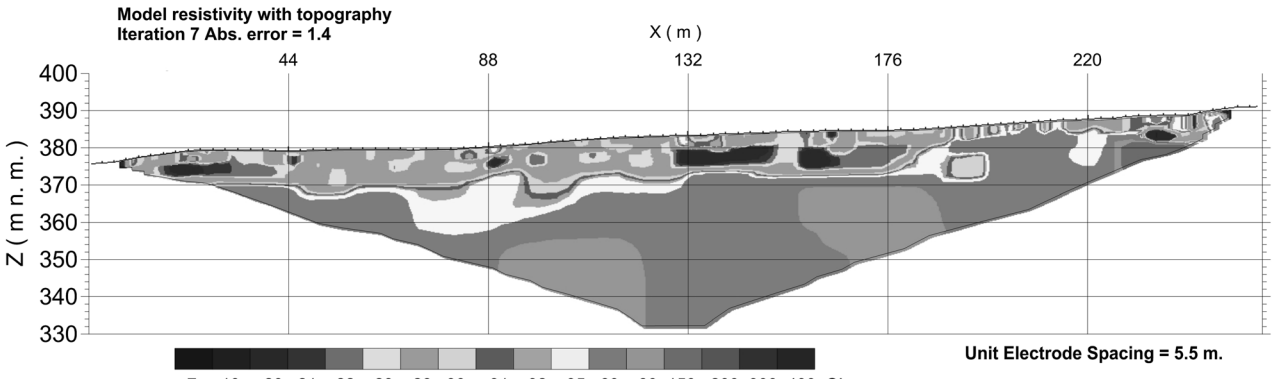
Stabilitné posúdenie

Zostavenie matematického modelu svahu na hodnotenie stability

Na zostavenie výpočtového modelu svahu sme použili inžinierskogeologický model interpretovaný na základe prieskumných a geofyzikálnych prác. Rozhrania jednotlivých vrstiev aj hladina podzemnej vody sa zadáva súradnicami X, Y vo forme uzavretých polygónov a línií tak, aby sa všetky šmykové plochy nachádzali v matematicky definovanej oblasti.

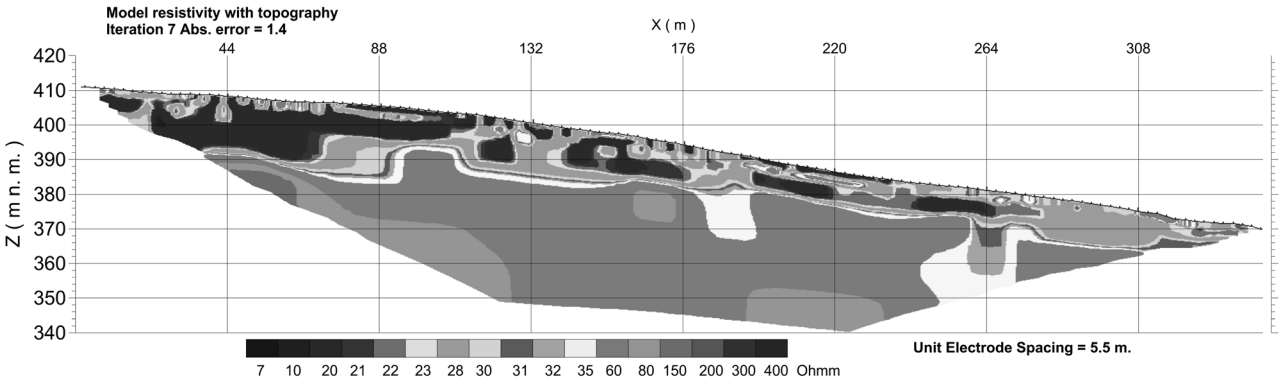
Výpočty boli realizované pre rôzne modifikácie vstupných parametrov (vlastnosti deluviálnych sedimentov a elúvia na základe výsledkov prieskumu, efektívne a reziduálne šmykové parametre, vzťah k výške hladiny podzemnej vody a k jej poklesu). Využili sa pritom aj poznatky z predchádzajúcich prieskumných prác.

Na stabilitné výpočty bol použitý modul Stabilita svahu, verzia 5.9 z balíka programov GEO 5 firmy Fine, s. r. o., Praha. Umožňuje modelovať šmykové plochy jednak



Obr. 4. Profil 3: Elektrická odporová tomografia – 2D inverzný model.

Fig. 4. Profile 3: Electric resistance tomography – 2D inverse model.



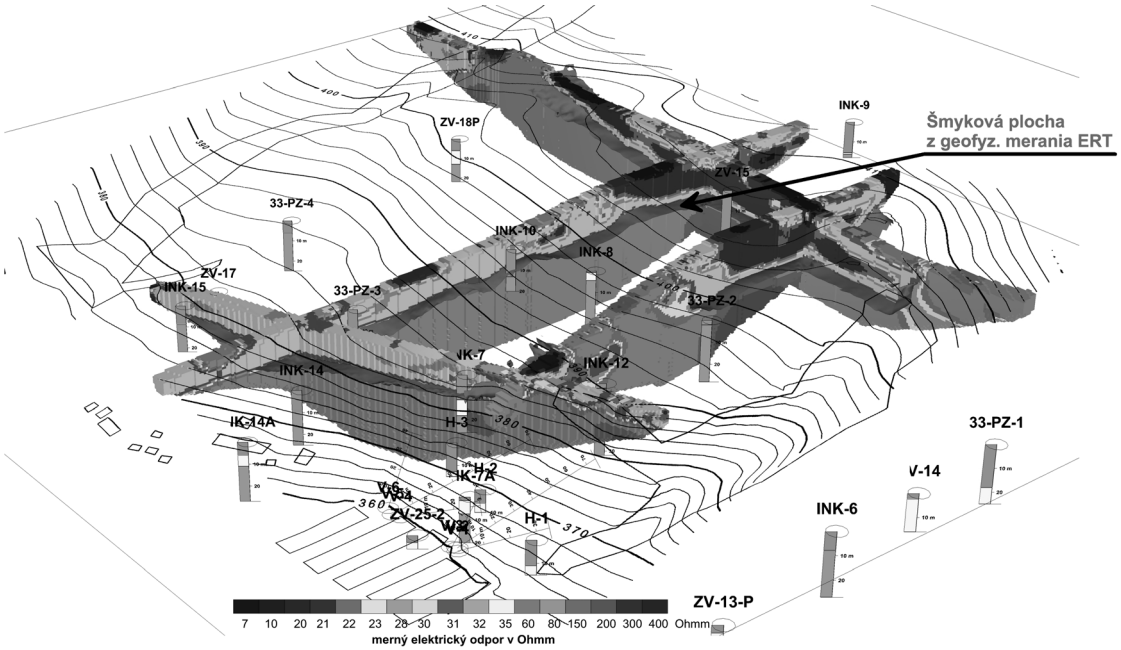
Obr. 5. Profil 4: Elektrická odporová tomografia – 2D inverzný model.

Fig. 5. Profile 4: Electric resistance tomography – 2D inverse model.

ako časť valcových šmykových plôch, jednak ako plochy planárne jednoduché alebo lomené. Na výpočet stupňa stability svahu program používa Petersonovu, Bishopovu, Spencerovu a Sarmovu metódu. Výpočet umožňuje riešenie s efektívnymi parametrami zemín so zohľadnením pôsobenia hladiny podzemnej vody (tento spôsob sme použili) alebo riešenie s totálnymi parametrami šmykovej pevnosti (v jemnozrnných zeminách, nasýtených a pre krátkodobé stavy, napr. zárezy stavebných jám alebo rýh pre produktovody a pod.).

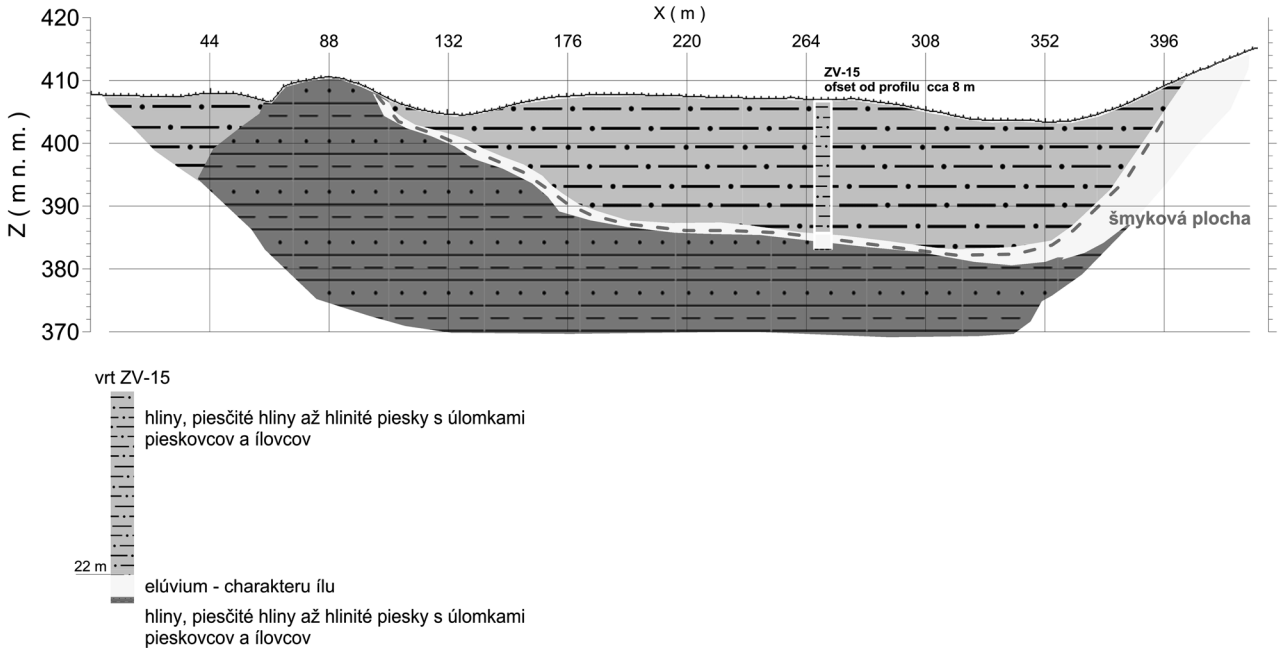
Zistené stupne stability posudzovaného svahu

Podľa Slovenských technických noriem, ale aj vo svete, sa požaduje pre svahy dlhodobo využívané a ohrozujúce životy i ekonomické hodnoty (budovy, komunikačné a iné



Obr. 6. Elektrická odporová tomografia – 3D inverzný model.

Fig. 6. Electric resistance tomography – 3D inverse model.

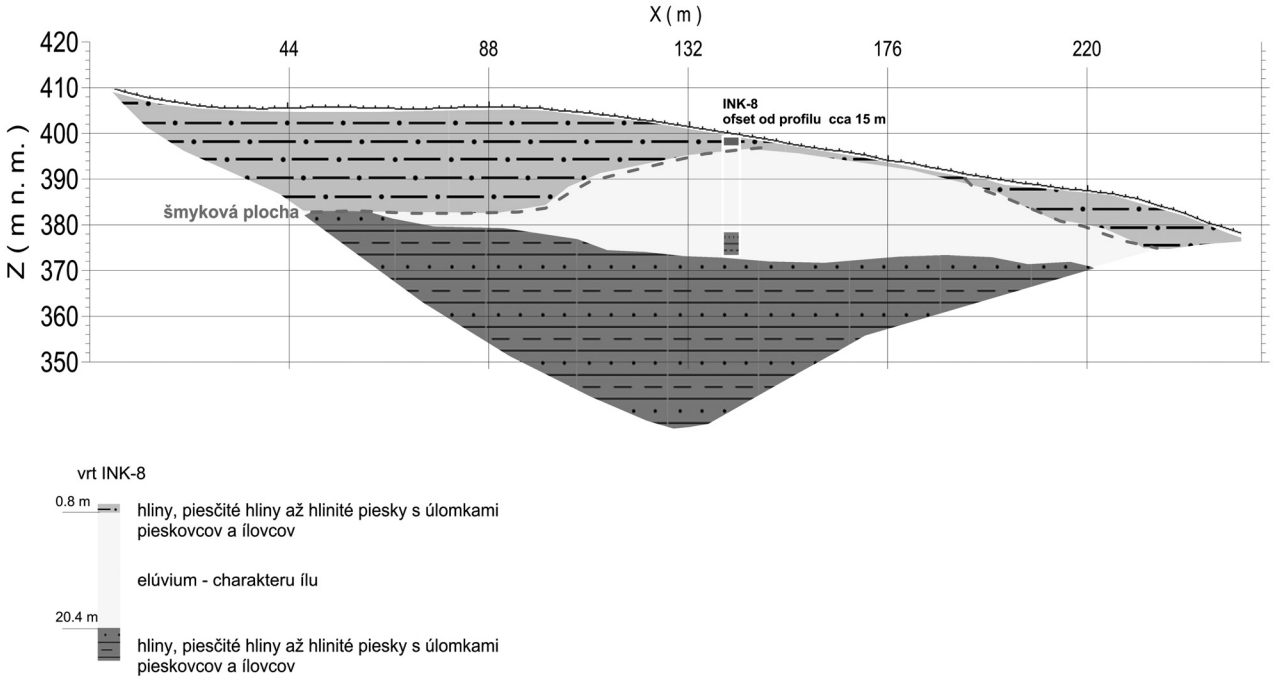


Obr. 7. Profil 1 – Geologický rez interpretovaný na základe geofyzikálnych a vrtných prác.

Fig. 7. Profile 1 – Geological cross-section interpreted using geophysical and technical works.

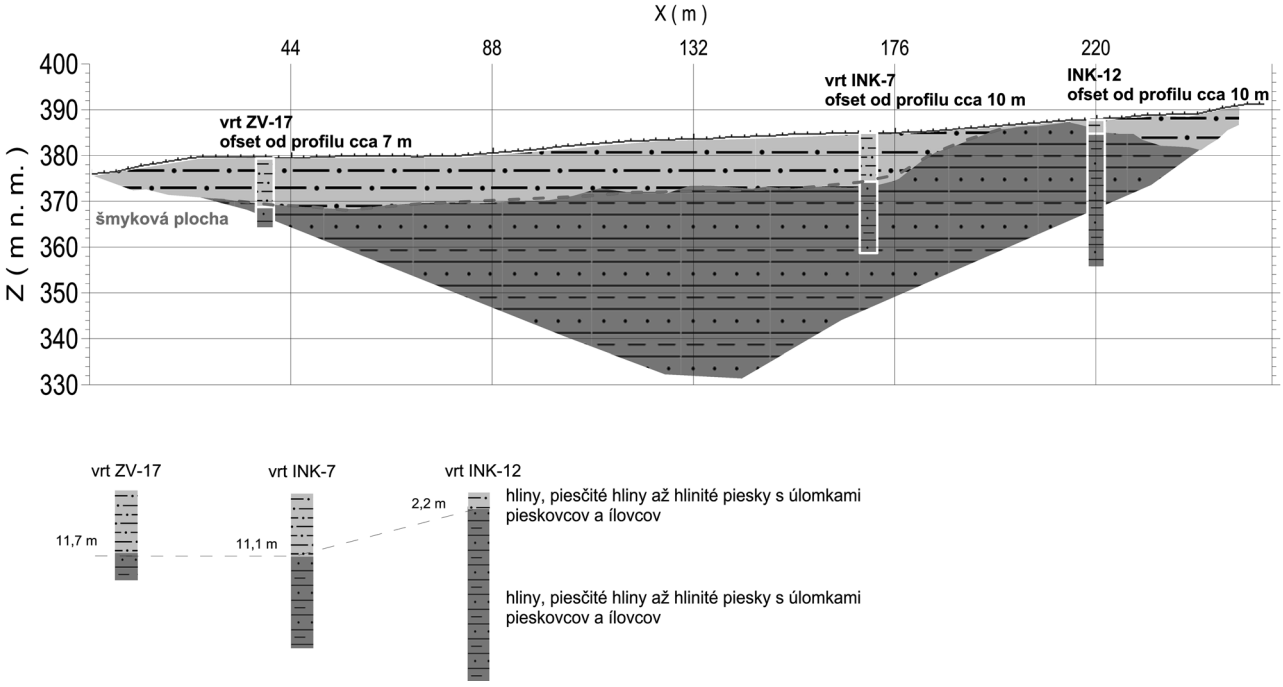
stavby, pozemky na exploatáciu) stupeň stability svahov aspoň 1,5 alebo väčší. Pre ostatné podmienky možno stupeň stability (poľnohospodárske využívanie pôd, pasienky) o niečo zmenšiť, odporúčame do stupňa stability okolo 1,35 – 1,40.

Stupne stability boli počítané pre tri profily v päte zosuvného stavu, ktorá bola pred sanačnými prácami v minulom roku aktívna, ako aj pre bazálne šmykové plochy zistené geofyzikálnymi meraniami a konfrontované s technickými prácami.



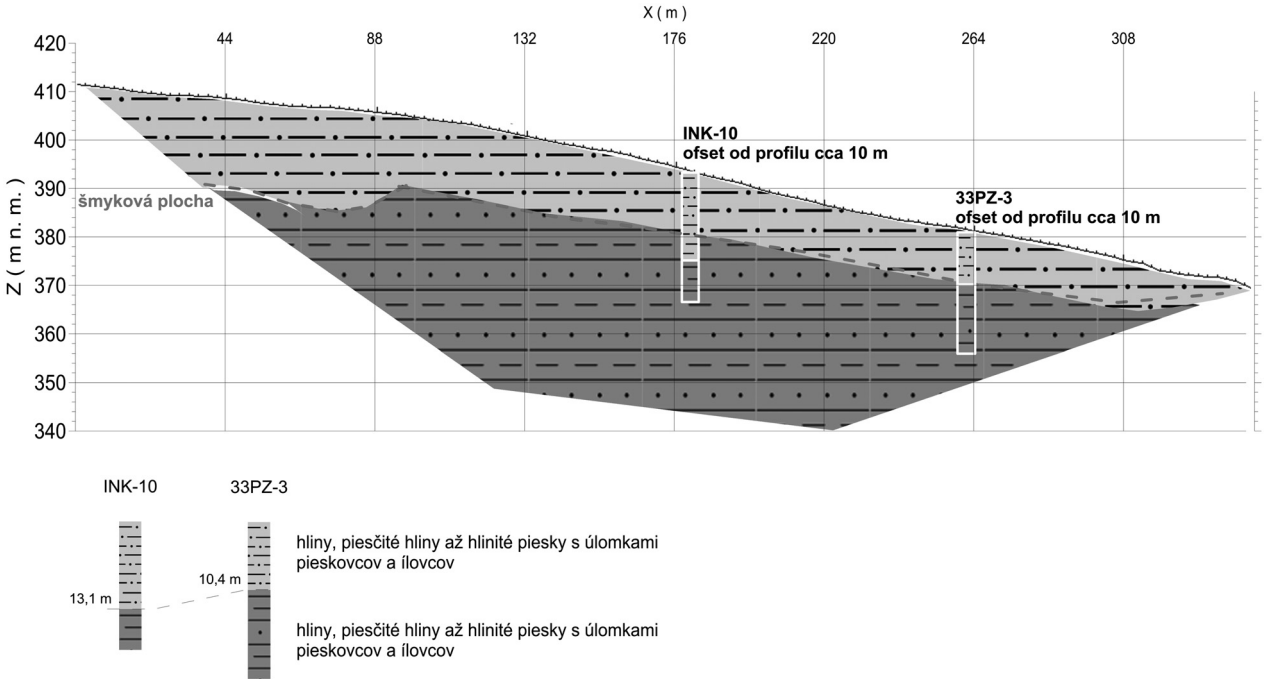
Obr. 8. Profil 2 – Geologický rez interpretovaný na základe geofyzikálnych a vrtných prác.

Fig. 8. Profile 2 – Geological cross-section interpreted using geophysical and technical works.



Obr. 9. Profil 3 – Geologický rez interpretovaný na základe geofyzikálnych a vrtných prác.

Fig. 9. Profile 3 – Geological cross-section interpreted using geophysical and technical works.



Obr. 10. Profil 4 – Geologický rez interpretovaný na základe geofyzikálnych a vrtných prác.

Fig. 10. Profile 4 – Geological cross-section interpreted using geophysical and technical works.

Profil 2 (obr. 3 a 8) je spolu s profilom cez vrt H-3 najnepriaznivejším profilom sledovaného zosuvu. Zatiaľ čo v profile cez vrt H-3 pri uvažovaní o maximálnej nameranej hladine v priebehu riešenia vyšla vzhľadom na vrcholové parametre efektívneho uhla vnútorného trenia a súdržnosti c najnepriaznivejšia stabilita v päte profilu so stupňom stability F = 0,94 – P (podľa Pettersona) až 0,98 pri iných metódach (Bishop – B, Spencer – S). Pri uvažovaní o poklese hladiny na nameranú minimálnu sa vplyvom zníženia šikmými prieskumnosanačnými vrtmi V-4 až V-6 zvýšila stabilita svahu už aspoň na F = 1,05 – P a na 1,09 – B, S (Havčo et al., 2009).

Keďže už došlo k presunu zemín vplyvom svahovej deformácie, pri poklese hladiny vody v súčasnosti musíme počítať s reziduálnymi parametrami šmykovej pevnosti. Modelovaný je aj pokles hodnôt šmykovej pevnosti v prvej alebo druhej vrstve vo svahu alebo najreálnejší stav v obidvoch vrstvách (deluviálnych a podložných eluviálnych sedimentov). Pri uvažovaní o hodnotách φ_{rez} = 21 – 24° a c_{rez} = 0 – 2 – 4 kPa vychádza päta zosuvu nestabilná aj pri poklese hladiny priesakovej vody vo svahu (stav pred sanáciou v roku 2011).

Záver

V príspevku uvádzame integrované prepojenie elektrickej odporovej tomografie s klasickými postupmi v inžinierskej geológii. Dosiahnuté výsledky prezentované v tomto príspevku jasne ilustrujú, že kombinácia týchto techník je vhodná na štúdium zosuvov a následné zhodnotenie rizika. Elektrická odporová tomografia umožňuje dvojrozmerné alebo trojrozmerné zobrazenie merného odporu. Následným inverzným procesom umožňuje získať detailné informácie o geometrii a stratigrafii záujmového územia až do hĺbky desiatok metrov (v závislosti od dĺžky profilu a použitého elektródového usporiadania). Okrem toho, merný odpor je vhodný fyzikálny parameter na rozlíšenie medzi ílovitým (plastickým) a kompaktným materiálom, čo umožňuje lokalizovať zóny potenciálneho zosuvného rizika. Integrovaným prepojením elektrickej odporovej tomografie s klasickými postupmi v inžinierskej geológii dostávame silný nástroj, ktorý nám umožňuje kvalitatívnu analýzu a zhodnotenie zosuvného rizika. Hustota takto získaných vstupných údajov umožňuje pokročilú 2D a 3D vizualizáciu, na čo bol kladený dôraz aj v našom príspevku.

V súčasnosti pracujeme na priamom prepojení výsledkov geofyziky so stabilitným softvérom. Našou snahou je vytvorenie exportu vo formáte .dxf, ktorý je možné priamo importovať do prostredia stabilitných softvérov.

Interpretovaný geofyzikálny model konfrontovaný s výsledkami technických prác bude takto predstavovať vstupný matematický model na exaktné hodnotenie stability svahov. Podstatne sa skráti čas potrebný na jeho manuálne zadávanie pomocou lokálnej siete súradnicami x a y.

Poďakovanie. Príspevok vznikol s podporou projektov Agentúry na podporu výskumu a vývoja č. APVV-0330-10, VEGA č. 1/0910/11 a VEGA 1/0747/11 financovaných Ministerstvom školstva, vedy, výskumu a športu Slovenskej republiky.

References

Havčo, J., Matys, M., Bednarik, M., Žec, B., Polaščinová, E. & Stercz, M., 2009: Chmiňany – havarijný zosuv. Záverečná správa. *Manuskript. Archív OÚ, Uhorská Ves.*

Godio, A., Strobbia, C. & De Bacco, G., 2006: Geophysical characterization of a rockslide in an Alpine region. *Engng Geol., 83, 273 – 286.*

Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karoli, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. & Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. *ŠGÚDŠ, Bratislava, 239 s.*

Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Rizzo, E. & Sdao, F., 2005: 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in the Lucanian Apennine chain, southern Italy. *Geophysics, 70, 3, 11 – 18.*

Loke, M. H., Acworth, I. & Dahlin, T., 2003: A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging survey. *Geophysics, 34, 182 – 187.*

Matula, M. & Pašek, J., 1986: Regionálna inžinierska geológia ČSSR. *Praha, SNTL.*

Meric, O., Garambois, S., Jongmans, D., Wathelet, M., Chatelain, J. L. & Vengeon, J. M., 2005: Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Sechilienne, France. *Canad. Geotech. J., 42, 1 105 – 1 115.*

GEO 5, 2011: Súbor geotechnických programov. FINE, s. r. o., Praha.

Rukopis doručený 15. 4. 2012
Revidovaná verzia doručená 11. 6. 2012
Rukopis akceptovaný red. radou 16. 4. 2012

An example of integrated diagnostics of landslides: Case study of the landslide at the village of Chmiňany

The paper presents an integrated interconnection of electrical resistivity tomography (ERT) with conventional methods in engineering geology as a part of qualitative landslide assessment. Landslide area is located on a gentle slope south of the village Chmiňany, not far from the current confluence of the Svinka river and Jakubovianka stream. The aerial landslide has dimensions of 450 x 565 m (Fig. 1). The slope was reactivated by combination of anomalous rainfalls and undercutting of slope´s toe during the building phase of social houses. The landslide reaches also the space of projected highway D1-Fričovce – Svinia. Geologically, the slope is built by the Inner-Paleogene Bielopotocké Beds (Gross et al., 1999). Quaternary sediments represent slope sediments, eluvial, proluvial and fluvial sediments.

Electrical resistivity tomography (ERT) has been applied at the landslide research, which is often and widely used in the world in a survey of landslide areas (Lapenna et al., 2005; Meric et al., 2005; Godi et al., 2006) and provides information about electric resistance and its spatial distribution under the surface. Geophysical work was carried out on four separate ERT profiles (Fig. 1). The measurements were made by apparatus ARES (GF Instrument). Used system of electrode arrangement was dipole-dipole with a 5.5 m step. For interpretation of the measured impedance was used RES2DINV program (2-D inversion). Profiles were surveyed using apparatus GPS Pathfinder ProXH and processed within GPS Pathfinder Office software. The obtained results were processed with the determination of geological sections and lithological interfaces, also showing shear surfaces (Figs. 7, 8, 9 and 10). The results of the geophysical survey were confronted with the results of engineering geology.

To construct the mathematical model for the stability calculations, engineering geological model interpreted on the basis of research and geophysical work had been used. Calculations were performed for various modifications of the input parameters. For the stability calculations the module Slope stability version 5.9 was used from the package of programs of GEO 5 Fine Company, Ltd., Prague. Factors of safety were calculated for the three profiles at the toe of landslide, which represented the active slip surface before the restoration works in the last year as well as for the basal slip surface, detected by geophysical measurements and confronted with technical works. Profile 2 (Figs. 3 and 8), together with the profile through the borehole H-3 are the most unfavorable profiles of observed landslide. While the profile through the borehole H-3, when considering the maximum water level measured and the peak parameters of effective angle of friction angle and cohesion, the unfavourable stability is at the slope toe with a value of Fs = 0.94 (according to Petterson) and 0.98 for the other methods (Bishop, Spencer). When considering the decline of the measured water level at a minimum, owing to the sub-horizontal dewatering boreholes V-4 and V-6, the stability increased to the value of Fs = 1.05 – 1.09 (Havčo et al., 2009).

Achieved results, presented in this paper, clearly illustrate that the combination of these techniques is suitable for the study of landslides and the subsequent risk assessment. Electrical resistivity tomography allows two-dimensional or three-dimensional display of resistivity and then gets detailed information about the geometry and stratigraphy of the site to a depth of ten meters (depending on the profile length and used electrode arrangement). In addition, the resistivity is suitable physical parameter to distinguish between clayey (plastic) material and compact one, allowing localization of the areas of potential landslide risk. Integrated connection of electrical resistivity tomography with conventional methods in engineering geology brings us a powerful tool that allows us the qualitative analysis and evaluation of landslide risk.

Mineralia Slovaca, 44 (2012), 303 – 314
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Efektivita ventingu/bioventingu pri odstraňovaní prchavých ropných látok v Haniske pri Košiciach

ONDREJ TISCHLER[1], JURAJ KOTUČ[1], LADISLAV TOMETZ[2] a MÁRIA CHYTILOVÁ[2]

[1]ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Rastislavova 58, 040 01 Košice
[2]Katedra geológie a mineralógie, Ústav geovied, F BERG TU, 040 01 Košice

Effectivity of venting-bioventing for removal of volatile oil substances at the village of Haniska pri Košiciach

The petroleum hydrocarbons pollution in the matrix of rock environment can exist in three fractions, in soil, water and soil air. The volatile hydrocarbon contamination in soil air is a significant proportion of the unsaturated zone pollution. The large proportion of fractions collected in the pores and the particle surface of the ground is characterized for aliphatic hydrocarbons with more carbons. An effective method to eliminate contamination by volatile portion is ventilation of unsaturated area of the ground – venting. An adsorbed fraction of pollutants can not be removed from the environment by physical methods. The most effective and also the most rational way of remediation works in this case is the *in situ* biological disassembling of the contaminant fraction in the rock environment – bioventing. The most intense biodegradation of petroleum hydrocarbons takes place in the presence of oxygen, i.e. under aerobic conditions.

Key words: venting, bioventing, soil pollution, contamination of petroleum products, remediation works

Úvod

V rokoch 2007 až 2008 boli v Haniske pri Košiciach vykonávané sanačné práce za účelom:

– odstránenia identifikovaných bývalých primárnych zdrojov znečistenia;

– vyčistenia kontaminovaných podzemných vôd na ekologicky prijateľnú mieru, resp. na cieľové hodnoty stanovené v rizikovej analýze (Tischler, 2005);

– odstránenia zvyškového znečistenia v nenasýtenej zóne ako sekundárneho zdroja kontaminácie podzemných vôd na ekologicky prijateľnú mieru, resp. na cieľové hodnoty stanovené v rizikovej analýze (Tischler, 2005).

V rámci týchto prác bol okrem iného vybudovaný ventingový systém za účelom odstránenia zvyškového znečistenia v nenasýtenej zóne. V nasledujúcom texte je uvedený priebeh, monitoring a vyhodnotenie tejto sanačnej metódy v konkrétnych podmienkach reálnej lokality. Popri odvetrávaní prchavých uhľovodíkov z nenasýtenej zóny pomocou ventingu hrá významnú úlohu aj aspekt bioventingu.

Pre biodegradačné procesy je nutné, aby boli prítomné mikroorganizmy schopné odbúravať danú znečisťujúcu látku. Pri aeróbnej biodegradácii ropných látok v pôde mikroorganizmy spotrebúvajú z prostredia kyslík a vylučujú CO_2. Pri aplikácii technológie *bioventing* dochádza okrem urýchlenia evaporácie ropných uhľovodíkov z horninového prostredia zároveň k zrýchlenému prísunu kyslíka do pôdy s následnou akceleráciou aeróbnych biodegradačných pochodov.

Popis územia

Skúmaný areál je situovaný na pravej strane štátnej cesty II. triedy, spájajúce cesty I. triedy Košice – Seňa a Košice – Rožňava cca 1 500 m od samotnej obce Haniska. V súčasnosti je rozdelený na dve časti, severná časť patrí firme Probugas, a. s., Bratislava, južná časť areálu spoločnosti SH TRADE. Celé územie patrí do priemyselnej zóny. Severne od areálu je Železničná stanica Haniska pri Košiciach, na severovýchod sa rozprestiera areál US STEEL Košice, juhozápadne od areálu je Rozvodná stanica VSE Košice. Najbližšou obcou je Haniska cca 1 500 m západným smerom a obec Sokoľany cca 500 m južným, resp. juhovýchodným smerom.

História výrobnej činnosti v areáli Haniska

Samotný areál Haniska bol postavený koncom 50. rokov minulého storočia pre potreby zabezpečenia výroby svietiplynu. V tejto lokalite sa svietiplyn klasickým spôsobom z uhlia nikdy nevyrábal. Bol vyrábaný z technického benzínu, pričom samotná krakovacia jednotka stála v SV časti areálu. Svietiplyn sa prečerpával do kompresorovej stanice, odkiaľ bol tlačený smerom k odberateľom (mesto Košice, VSŽ). Postupne po prechode na zemný plyn bola prevádzka prebudovaná ako kompresorová stanica na účely zabezpečenia prepravy zemného plynu s pridruženými činnosťami. Výroba propán-butánu bola vykonávaná najmä v SZ časti areálu. V tejto časti do roku 2004 bola vykonávaná distribúcia propán-butánu

(stáčanie, plnenie), v súčasnosti je uvedená činnosť v útlme. Objekty v areáli boli od roku 2007 využívané zväčša ako skladové priestory, výrobná a opravárenská činnosť bola vykonávaná v objekte v SV časti areálu. V súčasnosti areál slúži na rôznorodú činnosť, najmä skladovanie hutného materiálu, distribúciu technických plynov, opravárenskú činnosť a pod.

Prírodné pomery

Vlastné skúmané územie sa nachádza v severovýchodnej časti podcelku Košická rovina geomorfologického celku Košická kotlina, východne od skúmaného územia za riekou Hornád na Košickú rovinu nadväzuje podcelok Toryskej pahorkatiny (Mazúr a Lukniš, 1986).

Morfologicko-morfometrický typ reliéfu vlastného skúmaného územia tvorí horizontálne a vertikálne rozčlenená rovina, územie v okolí Hornádu je tvorené typom reliéfu nerozčlenenej roviny. Sklonitosť územia je zaradená do kategórie <1° (Zvara a Gašpar in Atlas Slovenskej republiky 2002; Mazúr a Lukniš, 1986).

Základnou morfoštruktúrou skúmaného územia je morfoštruktúra lučenecko-košickej zníženiny, a to výrazné negatívne morfoštruktúry – priekopové prepadliny. Z vybraných tvarov reliéfu sa na území uplatňuje reliéf vysokých riečnych terás, na ktorý na východe nadväzuje reliéf nízkych riečnych terás (Mazúr et al., 1980).

Z hľadiska typologického členenia reliéfu na základe triedenia morfoskulptúrneho reliéfu je vlastné skúmané územie zaradené do akumulačno-erózneho fluviálno-eolického reliéfu typu fluviálno-eolickej zvlnenej roviny. Vlastné územie sa nachádza na východnom okraji uvedeného typu reliéfu, na východe naňho nadväzuje akumulačný fluviálny reliéf typu fluviálnej roviny (je viazaný na nivu Hornádu a Torysy).

Hydrologické pomery

Skúmané územie sa nachádza v Košickej kotline, a to v jej časti Košická rovina. Hlavným tokom územia je rieka Hornád a jej najvýznamnejšie ľavostranné prítoky Torysa a Olšava, menej významný z hľadiska vodnosti je pravostranný prítok Sokoliansky potok a jeho ľavostranný prítok Sartoš. Obec Haniska leží medzi Sokolianskym a Belžianskym potokom.

Širšie skúmané územie spadá z hydrologického hľadiska do povodia rieky Hornád – č. hydrologického poradia 1-4-32-05-433-01, vlastné skúmané územie (celý kataster obce Haniska) do povodia Sokolianskeho potoka – č. hydrologického poradia 1-4-32-05-049-01, resp. do jeho čiastkového povodia, do Belžianskeho potoka.

Podľa režimu odtoku patria toky skúmaného územia do vrchovinno-nížinnej oblasti s dažďovo-snehovým typom odtoku. Vlastný tok rieky Hornád je silno ovplyvnený stredohorskou oblasťou územia, ktorým preteká. Recipient Hornádu v skúmanom území predstavuje tok so snehovo-dažďovým režimom odtoku (Šimo a Zaťko in Atlas krajiny Slovenskej republiky 2002).

V záujmovom území sa nachádzajú dve vodomerné stanice s dlhodobým sledovaním prietoku, a to na toku Hornád – stanica Ždaňa – a na Sokolianskom potoku – stanica Seňa.

Najbližším tokom pri vlastnom skúmanom území je Sokoliansky potok, ktorý tečie západne od hodnotenej lokality vo vzdialenosti cca 500 – 600 m. Hodnotený areál nevykazuje žiadny priamy kontakt s recipientom Sokolianskeho potoka.

Geologické a hydrogeologické pomery

Košická kotlina vznikla v neotektonickom období na systéme karpatských (SZ – JV), priečnych (SV – JZ) a hornádskych zlomov (S – J). Výplň Košickej kotliny tvoria neogénne molasové sedimenty stratigrafického rozpätia eger až pliocén. Neogén reprezentuje v daných podmienkach bázu kvartérneho nadložia a je tvorený hlavne štrkmi s polohami ílov a ílovitých pieskov, prípadne pestrých ílov s podradnými polohami ryolitových tufov. Celková hrúbka neogénnych ílov sa tu pohybuje v rozmedzí 50 – 400 m.

Neogén je pokrytý kvartérnymi sedimentmi – fluviálnymi, proluviálnymi a deluviálnymi. Fluviálne sedimenty vypĺňajú poriečnu nivu Hornádu a niekde sú zachované na erózno-akumulačných stupňoch – terasách. Hrúbka náplavov Hornádu dosahuje 7 – 12 m. Náplavy Hornádu sú z povrchu zastúpené jemnozrnnými sedimentmi dosahujúcimi bežne

Tab. 1
Priemerné mesačné a extrémne prietoky za rok 2005 ($m^3 \cdot s^{-1}$) (SHMÚ, 2006)
The monthly and extreme average discharges for 2005

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Tok: Hornád		Stanica: Ždaňa			riečny kilometer 17,20								
Qm	17,54	18,13	52,50	60,50	77,52	67,99	36,29	73,10	30,52	25,95	15,91	32,01	42,51
Qmax 2005		324,0			Qmin 2005			10,93					
Qmax 1958 – 2004		715,0			Qmin 1958 – 2004			3,940					

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Tok: Sokoliansky potok		Stanica: Seňa			riečny kilometer 4,05								
Qm	0,787	1,099	0,901	0,876	1,072	0,831	0,896	1,184	0,986	1,028	0,868	0,864	0,949
Qmax 2005		1,750			Qmin 2005			0,462					
Qmax 1971 – 2004		7,011			Qmin 1971 – 2004			0,062					

hrúbku 1 – 2 m, len výnimočne 5 m. Štrky dosahujú mocnosť 5 – 9 m, sú stredné až hrubé, najčastejšie majú charakter štrkov s prímesou jemnozrnnej zeminy. Piesky sa vyskytujú len miestami, hlavne na báze hlinitej vrstvy (Janočko in Kaličiak et al., 1996).

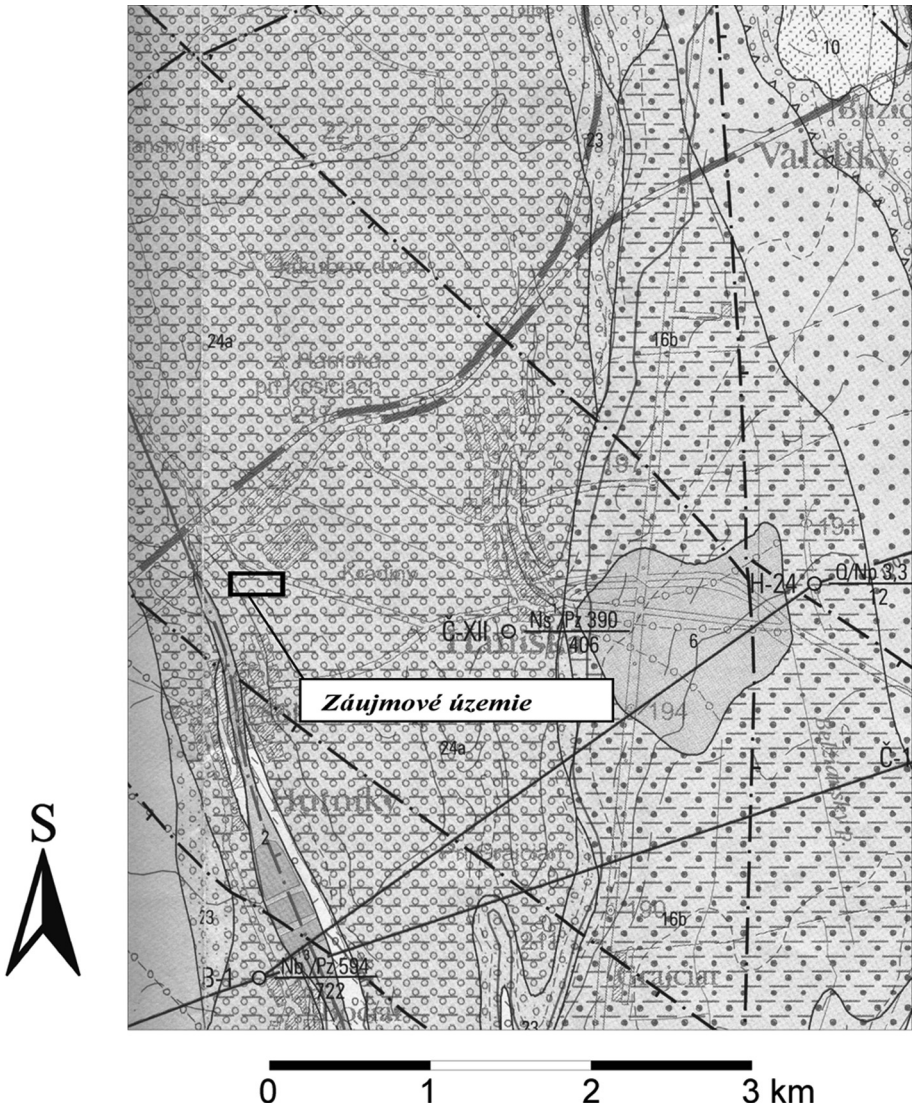
Proluviálne sedimenty vypĺňajú dná bočných údolí a pri vyústení do hlavných údolí Hornádu vytvárajú náplavové kužele s maximálnou mocnosťou 10 – 15 m.

V deluviálnych sedimentoch podľa miery uplatnenia gravitačného pohybu sú vyčlenené soliflukčno-splachové sedimenty a sedimenty premiestnené svahovým pohybom.

V užšom záujmovom území – oblasť Hanisky – sú charakteristické štrky a piesčité štrky druhej vysokej terasy Hornádu (vek mindel) s pokryvom sprašových a deluviálnych hlín. Hrúbka štrku dosahuje 7 metrov. Štrk je suboválny, s veľkosťou do 15 cm. Tvoria ho obliaky kremeňa, granitu, zlepenca, pieskovca.

Západne od tohto územia je prítomný náplavový kužeľ toku Ida. Tento kužeľ riského veku dosahujúci priemernú hrúbku cca 7 až 10 metrov je tvorený piesčitými a hlinitými štrkmi prekrytými 1 až 4 metre hrubou vrstvou hlín. Pod ním sa nachádza starší (vek mindel) náplavový kužeľ, ktorý vystupuje na povrch v južnej časti územia a siaha až po obec Chym. Petrografické zloženie obidvoch kužeľov je podobné. Prevládajú poloopracované úlomky kremeňa, kremenca, kremitých porfýrov, rúl a bridlíc. Na rozhraní dvoch vekovo rozdielnych kužeľov (mindel a ris) je vyvinutá poloha hnedých až sivohnedých hlín, niekde piesku s hrúbkou 30 – 50 cm (Janočko in Kaličiak et al., 1996). Štrk obidvoch kužeľov je vo vrchných partiách spravidla dosť silne zahlinený, nižšie piesčitý s nepravidelnými polohami hlín a piesku.

Podľa hydrogeologickej rajonizácie Slovenska (Šuba et al., 1984) je záujmové územie súčasťou rajónu Q 125 Kvartér Hornádu a Košickej kotliny. Určujúcim typom priepustnosti je medzizrnová priepustnosť. Podzemné vody v oblasti sú zaradené do útvaru č. SK1001200P – Medzizrnové podzemné vody kvartérnych náplavov oblasti povodia Hornád.



Obr. 1. Geologická mapa záujmového územia a jeho okolia (Kaličiak et al., 1996). *Kvartér, holocén,* **6** – proluviálne sedimenty: prevažne hlinité štrky. *Pleistocén, würm,* **10** – piesky s krátkym transportom; **14** – fluviálne sedimenty: piesčité štrky. *Stredný pleistocén, mladší ris;* **16** – fluviálne sedimenty: **a** – piesčité štrky, **b** – piesčité štrky s pokryvom sprašových hlín; mindel, **23** – fluviálne sedimenty: piesčité štrky; **24a** – fluviálne sedimenty, piesčité štrky s pokryvom sprašových hlín.

Fig. 1. Geological map of the investigated area and its surroundings (Kaličiak et al., 1996). *Quarternary, Holocene,* **6** – proluvial sediments: maingly loamy gravel. *Pleistocene, Würm,* **10** – sands of short transportation; **14** – fluvial sediments: sandy gravel. *Middle Pleistocene, younger Riss;* **16** – fluvial sediments: **a** – sandy gravel, **b** – sandy gravel with cover of loess loam; *Mindel,* **23** – fluvial sediments: sandy gravel; **24a** – fluvial sediments, sandy gravel with cover of loess loam.

Pre prúdenie a akumuláciu podzemných vôd sú v daných podmienkach vytvorené priaznivejšie podmienky v kvartérnych piesčitých štrkoch. Zvodnený kolektor (zvodnenec) je v podloží vymedzený relatívne veľmi slabo priepustnými neogénnymi ílmi predstavujúcimi počvový izolátor a v nadloží piesčitými a ílovitými hlinami, ktoré vo vzťahu ku kolektoru (piesčité štrky) predstavujú stropný izolátor.

V oblasti areálu Haniska je podzemná voda viazaná na piesčité štrky druhej vysokej terasy. Podzemná voda má charakter voľnej, resp. niekde mierne napätej zvodne, ktorej horná úroveň – hladina podzemnej vody – sa nachádza v závislosti od klimatických podmienok v hĺbke 3 – 6 m p. t..

Staršími prieskumnými prácami (Tischler, 1998) tu bol pre kolektor stanovený koeficient filtrácie v hodnote $k = 3{,}8 \cdot 10^{-4}$, resp. $4{,}6 \cdot 10^{-4}$ m $\cdot$ s^{-1}. Výdatnosť vrtu nachádzajúceho sa bezprostredne v predmetnom areáli bola zistená v hodnote okolo 1 l $\cdot$ s^{-1}.

Podľa týchto údajov môžeme charakterizovať prostredie triedou priepustnosti III ako dosť silne priepustné (Jetel, 1982).

Dlhodobo čerpateľné množstvo z jedného vrtu odhadujeme na $Q_d = 2{,}0$ l $\cdot$ s^{-1} pri znížení s = 0,5 m (Tischler, 2005).

Z údajov z hydrodynamickej skúšky a z údajov z vykreslených izohydrohýps vychádza filtračná rýchlosť prúdenia podzemnej vody v oblasti pre hydraulický spád podľa zamerania hladín z 5. 10. 2003 (I = 0,00195)

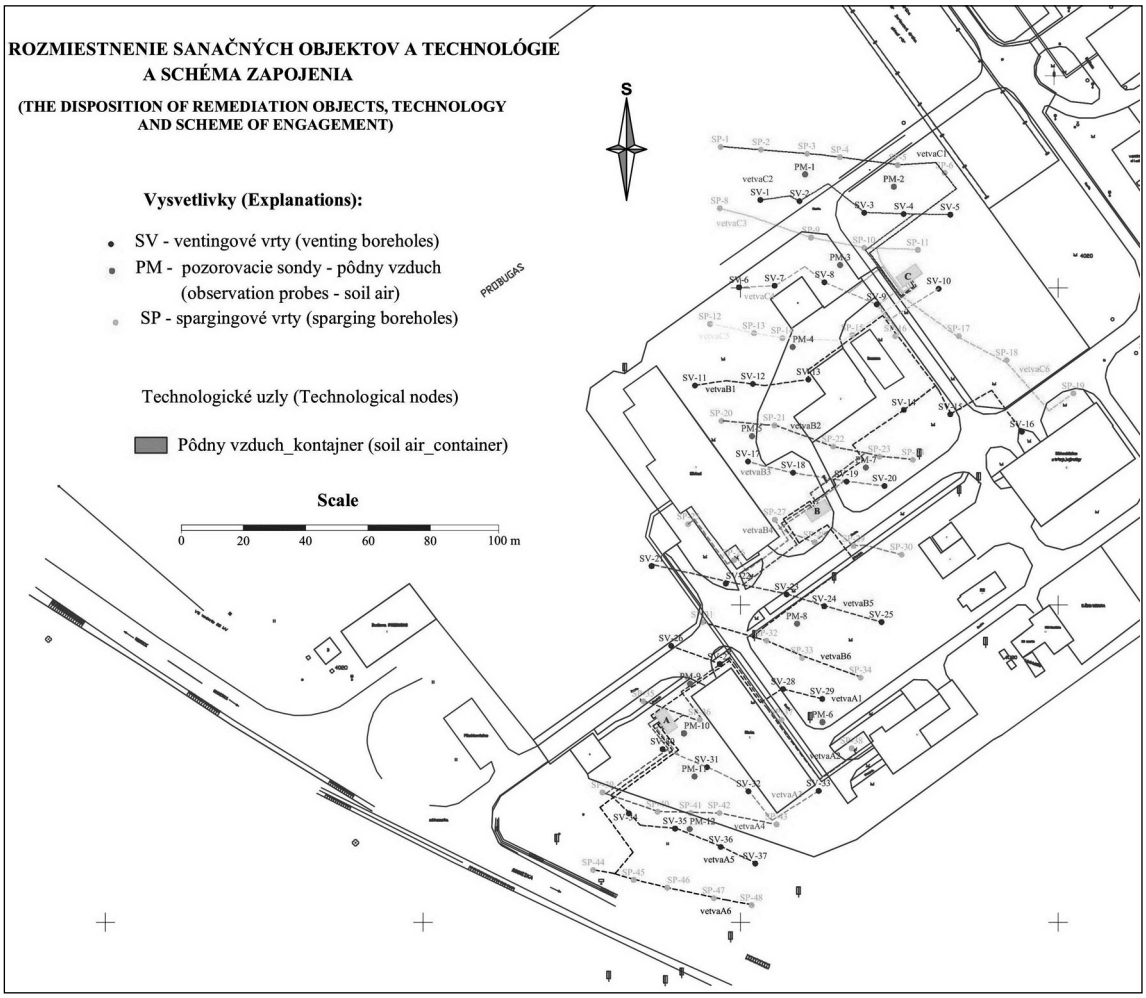
$v_f = 2{,}58 \cdot 10^{-6}$ m $\cdot$ s^{-1}, t. j. cca 81,4 m/rok.

Generálny smer prúdenia podzemnej vody na území hodnoteného areálu je zo severu na juh.

Prieskumné práce vykonané v rokoch 2002 – 2005

Prieskumné práce na záujmovom území pred rokom 2002 neboli zamerané na prieskum geologických činiteľov životného prostredia.

Údaje o kvalite podzemných vôd boli dokumentované v roku 1998 (Tischler, 1998). Kvalita podzemnej vody bola overená skráteným fyzikálno-chemickým rozborom vzoriek vody odobratých z uvedeného hydrogeologického vrtu VZ-1. V čase prác analyzovaná voda nevykazovala v rámci stanovených parametrov zvýšené obsahy anorganických komponentov vylučujúcich jej konzumáciu. Jej biologické a mikrobiologické ukazovatele však bez predchádzajúcej úpravy túto možnosť vylučovali. V tom čase ale nebola



Obr. 2. Polohopisná situácia air-sparingových a ventingových/bioventingových vrtov, vrátane rozvodných potrubí (Tischler, 2008).

Fig. 2. Location of air-sparging and venting-bioventing boreholes, including distribution pipelines (Tischler, 2008).

odoberaná voda podrobená analýze na prítomnosť organických látok.

Prieskum geologických činiteľov životného prostredia bol vykonaný v rámci ekologického auditu v roku 2002 (Tischler a Tometz, 2002) a 2003 (Tischler, 2003). Predsanačný prieskum bol realizovaný v závere roku 2005 (Tischler, 2005).

Základné údaje o kontaminácii lokality

Prieskumnými prácami bolo zistené, že dominantnou kontaminujúcou látkou v lokalite boli vysokoprchavé alifatické a cyklické uhľovodíky s počtom uhlíkov C_3 až C_9 (2 metyl bután; 2,3 dimetyl bután; 3 metyl pentán; 3 metyl pentanal; acetamid; metylacetylén; butynylakohol; tiofén; dichloropentán; resp. 2 metyl pentán; 2,4 dimetyl pentán; metyl cyklopentán; 2,3 dimetylpentán; 1,2 dimetyl cyklopentán; 5 metyl hexén; 1,2 dimetyl cyklohexán a pod.), ktoré mali pôvod najmä pri výrobe propán-butánu a manipulácii s ním. Ako kontaminant bol identifikovaný aj tiofén (merkaptán) používaný na odorizáciu plynu. Lokálne boli prítomné aj vyššie alifatické uhľovodíky, ktorých pôvod bol pravdepodobne v minerálnych olejoch (kompresorovňa, transformátorovňa). Kontaminácia aromatickými uhľovodíkmi (BTEX), polycyklickými aromatickými uhľovodíkmi, sa nepotvrdila, tieto látky sa tu nachádzali v stopových množstvách. Kontaminácia alifatickými chlórovanými uhľovodíkmi bola vylúčená.

Znečistenie zemín sa prejavovalo najmä v zóne rozkyvu hladiny podzemnej vody a pod jej úrovňou, cca 5,5 m od úrovne terénu/hladiny. V nenasýtenej zóne bolo dokumentované znečistenie aj na úrovni okolo 3 m p. t. na rozhraní nadložných hlín a štrkopieskov nenasýtenej zóny. Na tejto úrovni bolo znečistenie lokálne a nedosahovalo väčší objem (Tischler, 2008).

Tab. 2
Prevádzkové parametre pre jednotlivé vrty ventingu (Tischler, 2008)
The operating parameters for individual boreholes of venting (Tischler, 2008)

Venting priemery	podtlak P Pa	Venting priemery	podtlak P Pa
SV-1	527,8	SV-21	365,5
SV-2	551,2	SV-22	373,2
SV-3	641,7	SV-23	332,5
SV-4	596,4	SV-24	340,9
SV-5	619,3	SV-25	341,9
SV-6	962,0	SV-26	454,8
SV-7	939,4	SV-27	462,1
SV-8	996,9	SV-28	420,1
SV-9	991,5	SV-29	427,8
SV-10	1 464,0	SV-30	835,4
SV-11	317,6	SV-31	812,2
SV-12	329,2	SV-32	796,3
SV-13	298,7	SV-33	755,0
SV-14	294,3	SV-34	559,3
SV-15	298,3	SV-35	567,3
SV-16	282,7	SV-36	559,4
SV-17	447,5	SV-37	553,8
SV-18	465,1		
SV-19	460,9		
SV-20	444,3		

Technické práce

Vrty pre venting boli vyhĺbené do hĺbok priemerne 5,6 až 6,0 m p. t., t. j. boli ukončené 0,5 m pod úrovňou hladiny podzemnej vody. Vrty boli úzkoprofilové s priemerom výstroja z PE 63 mm. Otvorená časť vrtov pozostávala z PE rúry so štrbinovým filtrom a štrčíkovým obsypom 4 – 8 mm na úrovni 3 – 5,6 (6,0) m. Od povrchu až po úroveň filtra boli vrty zaílované.

Na systém vzduchového rozvodu boli vrty napojené v prefabrikovaných šachtách – umiestnených pod úrovňou terénu – s odnímateľným poklopom umožňujúcim prístup k záhlaviu vrtov.

Na účely monitorovania relevantných parametrov v pôdnom vzduchu (merania O_2, CO_2, CH_4, teploty a obsahu prchavých uhľovodíkov) boli realizované monitorovacie vrty, v ktorých boli umiestnené meracie sondy.

Sieť objektov pre venting bola rozdelená do troch línií, napojených na technologické jednotky pod označením A, B a C (obr. 2). Na jednu technologickú jednotku bolo napojených 6 línií, pričom 1 vývevа obsluhovala 1 až 2 línie vrtov. Vývevy pracovali v sacom režime. Napojené línie tvorili jeden samostatný celok, ktorý umožňoval samostatnú prevádzku.

V lokalite bol v súčinnosti s ventingom/bioventingom prevádzkovaný aj systém air-spargingu na čistenie nasýtenej zóny. Spargingové línie boli súbežné s líniami ventingu/bioventingu, technologické jednotky boli využívané v cyklovanom režime pri air-spargingu resp. venting-bioventingu.

Prevádzka ventingu/bioventingu

V rámci prevádzkových skúšok boli v roku 2006 postupne odskúšavané jednotlivé vetvy ventingu. Boli nastavované režimové parametre (ako podtlak) na

Tab. 3
Prevádzkové parametre pre jednotlivé vetvy ventingu (Tischler, 2008)
The operating parameters for individual branches of venting (Tischler, 2008)

Venting Priemery	dP Pa	Q_{sum} m^3/h	Q_1 m^3/h
vetva A-1 (4 vrty: SV-26 až SV-29)	563,5	104,3	26,1
vetva A-3 (4 vrty: SV-30 až SV-33)	565,1	104,5	26,1
vetva A-5 (4 vrty: SV-34 až SV-37)	562,7	104,3	26,1
vetva B-1 (6 vrtov: SV-11 až SV-16)	514,5	99,5	16,6
vetva B-3 (4 vrty: SV-17 až SV-20)	581,3	106,1	26,5
vetva B-5 (5 vrtov: SV-21 až SV-25)	578,7	105,8	21,2
vetva C-2 (5 vrtov: SV-1 až SV-5)	548,2	102,8	20,6
vetva C-4 (5 vrtov: SV-6 až SV-10)	600,6	107,9	21,6

dP – diferenčný tlak na manometri
Q_1 – priemerný prietok na jeden vrt vetvy

jednotlivých ventingových vrtoch, sumárne prietoky na jednotlivých vetvách. Podtlaky pre venting boli nastavované tak, aby boli v jednotlivých vrtoch danej vetvy rovnomerne rozložené.

Merania parametrov pôdneho vzduchu

Parametre odsávaného pôdneho vzduchu boli merané na výstupe z kontajnera pred biofiltrom. Na meranie bol použitý terénny plynový analyzátor ECOPROBE 5.

Tab. 4
Priemerné údaje obsahu vybraných zložiek odsávaného vzduchu za sledované obdobie (Tischler, 2008)
The average data of the exhaust air parameters for the period (Tischler, 2008)

	priemery A_p				
	PID ppm	TP ppm	CH_4 ppm	CO_2 ppm	O_2 %
2006	15,10	29 500,00	880,00	87 000,00	19,40
2007	34,29	2 636,40	61,72	11 277,81	18,76
2008	6,33	85,13	1,49	1 641,28	20,31
	priemery B_p				
	PID ppm	TP ppm	CH_4 ppm	CO_2 ppm	O_2 %
2006	0,00	202,73	0,00	31 522,46	20,03
2007	0,70	30,35	5,67	6 080,69	20,44
2008	0,94	0,00	4,57	1 740,13	20,11
	priemery C_p				
	PID ppm	TP ppm	CH_4 ppm	CO_2 ppm	O_2 %
2006	66,55	3 472,50	73,38	169 681,43	19,08
2007	8,71	135,81	8,04	13 291,92	20,46
2008	0,51	0,00	8,44	2 015,74	20,16

Kontaminácia pôdneho vzduchu bola zisťovaná na výstupe z jednotlivých vetiev ventingu tiež analyticky. Stanovovali sme obsah prchavých uhľovodíkov (uhľovodíkový index – UI). Vzorky sme odoberali na uhlíkový sorbent.

Priebeh obsahu prchavých látok po vysokých obsahoch na začiatku sanačných prác prudko poklesáva až na hodnoty okolo 50 – 60 mg/m^3 UI (vetva A-5, priemerná hodnota je 51,99 mg/m^3), okolo 15 mg/m^3 UI (vetva A-3, priemerná hodnota je 16,44 mg/m^3), v ostatných vetvách sú obsahy prchavých látok podľa analytického stanovenia na konci sanačných prác na hranici stanoviteľnosti (Tischler, 2008).

Porovnaním údajov pre stanovenie UI (GC/FID – IPP) a stanovenie C_{org} (FID) vidíme, že odozva na C_{org} je nižšia a zvolená analytická metóda UI na prchavé látky s kalibráciou na izobutylén hodnovernejšie preukazuje kvantitu znečistenia vzhľadom na zloženie pôdneho vzduchu.

Čo sa týka zloženia pôdneho vzduchu (GC/MS analýzy), v priebehu sanačných prác v ňom boli prítomné rozvetvené alifatické uhľovodíky (najmä alkány a cykloalkány) s počtom uhlíkov C_4 – C_9 (metylbután, metylpentán, metylhexán, metylcyklopentán, metylcyklohexán), stopy halogenovaných uhľovodíkov (trichloro-, trifluoroetán, metylénchlorid) a bola dokumentovaná prítomnosť acetónu (Tischler, 2008).

Bilancie odvetrávania

Bilančné prepočty pre venting – odvetrávanie – sa odvíjali od hodnôt obsahu znečisťujúcej látky na konci technologickej jednotky (pred čistením). Tieto prepočty boli vykonávané z analytických údajov (sorbovanie kontaminujúcej látky na uhlíkový sorbent, desorpcia a GC analýza) a meraním priamo v teréne (terénny analyzátor ECOPROBE, ukazovateľ TP).

Tab. 5
Priemerné hodnoty obsahu prchavých uhľovodíkov (UI) na výstupe z jednotlivých vetiev (Tischler, 2008)
The average content of volatile hydrocarbons (UI) in the output from the individual branches (Tischler, 2008)

Rok	A-1 UI mg/m^3	A-3 UI mg/m^3	A-5 UI mg/m^3	A_z UI mg/m^3	B-1 UI mg/m^3	B-3 UI mg/m^3	B-5 UI mg/m^3	B_z UI mg/m^3	C-2 UI mg/m^3	C-4 UI mg/m^3	C_z UI mg/m^3	strip UI mg/m^3
2006	3,07	57,77	147,69			0,47	4,38		458,89	4,62		
2007	5,69	237,03	971,80	62,89	9,40	20,61	9,88	2,46	247,77	44,56	33,01	10,78
2008	11,19	16,44	51,99	6,06	2,44	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	10,41	3,56

Tab. 6
Priemerné hodnoty obsahu prchavých uhľovodíkov (C_{org}) na výstupe z jednotlivých vetiev (Tischler, 2008)
The average content of volatile hydrocarbons (C_{org}) in the output from the individual branches (Tischler, 2008)

Rok	A-1 C_{org} mg/m^3	A-3 C_{org} mg/m^3	A-5 C_{org} mg/m^3	A_z C_{org} mg/m^3	B-1 C_{org} mg/m^3	B-3 C_{org} mg/m^3	B-5 C_{org} mg/m^3	B_z C_{org} mg/m^3	C-2 C_{org} mg/m^3	C-4 C_{org} mg/m^3	C_z C_{org} mg/m^3	strip C_{org} mg/m^3
2006	3,73	408,43	1 725,69			30,39	17,45		177,06	0,37		
2007	0,883333	5,6275	99,141	5,505	0,57	1,554444	0,335556	0,11	29,70889	10,53778	2,978333	2,52
2008	0,883333	5,6275	99,141	5,505	0,57	1,554444	0,335556	0,11	29,70889	10,53778	2,978333	2,52

Tab. 7
Prepočet celkového obsahu prchavých uhľovodíkov (TP) z ppm na mg/m^3 cez propán
The conversion of total volatile hydrocarbon content (TP) from the ppm to mg/m^3 (over propane)

	A_p		B_p		C_p	
Dátum	obsah TP ppm	prep. cez propán mg · m^{-3}	obsah TP ppm	prep. cez propán mg · m^{-3}	obsah TP ppm	prep. cez propán mg · m^{-3}
2006	7 778	15 271	1,46	2,87	519,8	1 020,6
január 07	5 378	10 559	3,78	7,4	475,3	933
február 07	7 432	14 592	0,00	0,0	341,4	670
marec 07	2 764	5 426	0,00	0,0	248,7	488
apríl 07	543,1	1 066	0	0,0	242,5	476
máj 07	15 280	30 002	2,8	5,5	65,9	129
jún 07	10 535	20 684	0	0	33	65
júl 07	2 631	5 167	48	94	31	61
august 07	84	165	0	0	3	7
september 07	0	0	0	0	9	18
október 07	1 236	2 426	150	295	141	277
november 07	97	191	52	101	20	40
december 07	59	116	107	211	0	0
január 08	19	38	0	0	0	0
február 08	43	85	0	0	0	0
marec 08	194	381	0	0	0	0
apríl 08	5	10	0	0	0	0
máj 08	164	323	0	0	0	0

Ako vidieť, bilancie počítané z analytického stanovenia obsahu UI a z meraní obsahu prchavých uhľovodíkov terénnym analyzátorom sú odlišné. Je to dané tým, že metódy stanovenia UI, resp. TP sú iné, týmito metódami sa nezachytáva tá istá skupina látok.

Z hľadiska bilančných množstiev je odvetrávanie vysoko účinné. Boli prekročené teoreticky počítané bilancie v projekte (Tischler, 2006), kde sa počítalo s odstránením cca 354 kg znečistenia vo forme prchavých látok za mesiac.

Na ilustráciu uvádzame časový vývoj obsahu prchavých látok v pôdnom vzduchu (TP) na výstupe vetvy C (obr. 3).

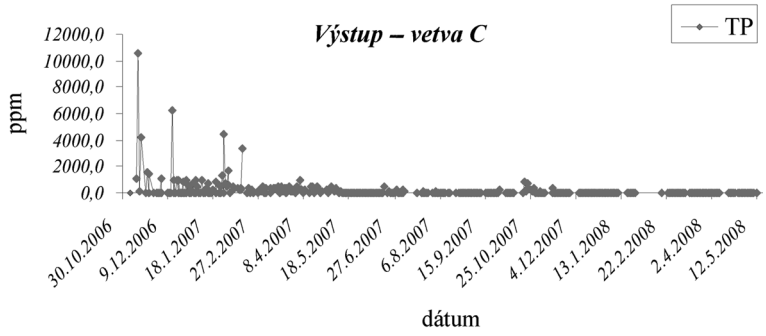
V oblasti vetiev napojených na kontajner B (obr. 2) neboli namerané vysoké obsahy prchavých uhľovodíkov v pôdnom vzduchu ani v období spustenia systému. Maximálne hodnoty obsahu TP sa pohybovali okolo 400 ppm. Na konci sanačných prác sa obsahy TP pohybovali na úrovni detekčných limitov prístroja s ojedinelými výkyvmi (Tischler, 2008). V tejto oblasti aspekt odvetrávania nebol relevantný.

Tab. 8
Sumárne bilančné prepočty z analytických hodnôt (obsah UI v pôdnom vzduchu)
The summary balance calculations from the analytical values (UI content in soil air)

	A_p	B_p	C_p	Spolu
Bilancia	kg UI/rok	kg UI/rok	kg UI/rok	kg UI/rok
2006	1 396,6	41,3	114,3	1 552,2
2007	2 612,6	53,4	325,9	2 991,6
2008	26,8	0,8	0,5	27,8
Celkom	4 036	95,5	440,7	4 571,6

Tab. 9
Sumárne bilančné prepočty z údajov z terénnych meraní (obsah TP v pôdnom vzduchu)
The summary balance calculations from the data from field measurements (total petroleum – TP content in the soil air)

	A_p	B_p	C_p	Spolu
Bilancia	kg TP/rok	kg TP/rok	kg TP/rok	kg TP/rok
2006	5 865,1	1,1	272,2	6 138,4
2007	14 816,5	96,9	378,7	15 291,7
2008	142,1	0	0	142,1
Celkom	20 823,7	98	650,9	21 572,2



Obr. 3. Časový vývoj obsahu prchavých látok v pôdnom vzduchu (Tischler, 2008).

Fig. 3. Time trends of volatile matter in the soil air (Tischler, 2008).

V oblasti ventingových vrtov a vetiev napojených na kontajner C (obr. 2), po počiatočnom intenzívnom odvetrávaní (obsahy TP – okolo 10 000 ppm) na začiatku spustenia systému, nastal výrazný pokles obsahu TP v odvetrávanom pôdnom vzduchu (obsahy TP pod 100 ppm, resp. ku koncu roka 2007 (Tischler, 2008) až do konca sanačných prác boli hodnoty nulové).

V oblasti vrtov a vetiev napojených na kontajner A (obr. 2) bol pokles pomalší. Z počiatočných hodnôt obsahu TP – okolo 50 000 ppm – do konca marca 2007 poklesli namerané obsahy TP na úroveň okolo 1 000 – 3 000 ppm. Od 15. 5. 2007 sa odvetrávanie zintenzívnilo – obsahy TP boli na úrovni okolo 20 000 ppm. Môžeme to hodnotiť ako dôsledok zintenzívnenia biodegradačných procesov následkom aplikácie nutrientov a pripísať prirodzenému zvýšeniu teploty v jarných a letných mesiacoch. Ku koncu júna 2007 znova nastal pokles obsahu TP na úroveň okolo 4 000 ppm. V októbri 2007 boli ešte obsahy TP na úrovni cca 500 – 1 000 ppm, ku koncu roka boli už hodnoty nulové, čo pretrvalo až do konca sanačných prác (Tischler, 2008).

Z hľadiska odvetrávania od konca roku 2007 nebolo relevantné intenzívne odvetrávať lokalitu, prevádzka systému bola významná skôr z aspektu biodegradácie. Z toho aspektu je významný obsah kyslíka v nenasýtenej zóne a tiež obsah oxidu uhličitého.

Bilancie biodegradácie

Tento aspekt bol pri danej sanačnej metóde (na začiatku prevádzkovania systému) sekundárny. Na začiatku sanačných prác bolo dominantné samotné odvetrávanie kontaminovaného pôdneho vzduchu. V ďalšom období biodegradácia zväčšovala svoj podiel v rámci sanácie nenasýtenej zóny a od IV. kvartálu roku 2007 bola už prevládajúcou metódou (Tischler, 2008).

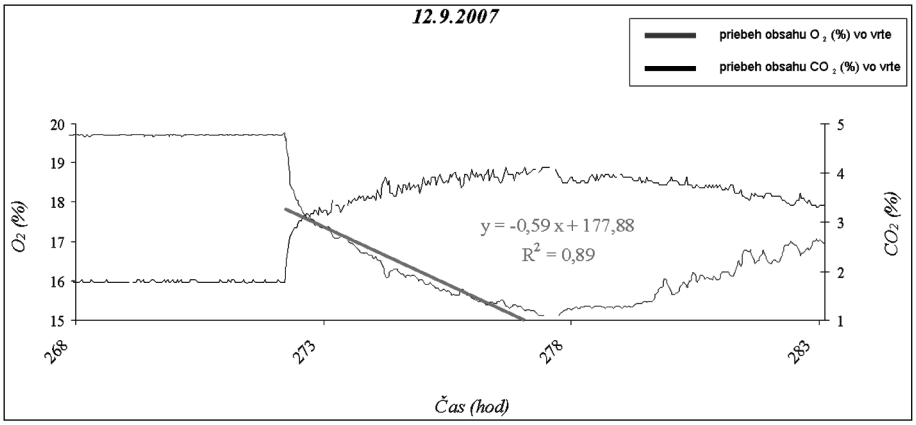
Parametre na hodnotenie bioventingu, ako obsah O_2 a CO_2 v pôdnom vzduchu, boli kontinuálne zaznamenávané v dosahu jednotlivých línií ventingových vetiev – v monitorovacích vrtoch pôdneho vzduchu – vrty PM (obr. 2).

Na ilustráciu uvádzame priebeh meraných parametrov v pôdnom vzduchu v monitorovacích vrtoch PM-1 a PM-11 (obr. 4 a 5). Vrt PM-1 bol v dosahu ventingovej vetvy C-2 (vrty SV-1 až SV-5) v severnej časti areálu a vrt PM-11 bol v dosahu ventingovej vetvy A-3 (vrt SV-31, SV-32).

Na obr. 4 je zaznamenaný priebeh obsahu O_2 a CO_2 v čase vypnutia ventingových vetiev. Pri odsávaní (vetva zapnutá) je vysoký obsah kyslíka – 20,0 %, resp. nízky obsah oxidu uhličitého – 2,0 %.

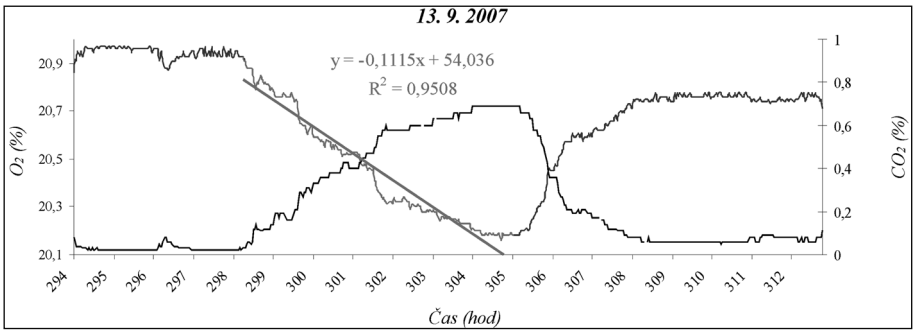
Po vypnutí vetvy vidieť rovnomerný pokles obsahu kyslíka na hodnotu 15,0 % a nárast obsahu CO_2 na hodnotu 4 % počas 7 hodín (vypnutý venting). Po zapnutí vetvy dochádza k okamžitému nárastu obsahu O_2, resp. poklesu obsahu CO_2, ktorý je konečným produktom mikrobiálneho rozkladu uhľovodíkov.

Na obr. 5 je znázornený priebeh obsahu O_2 a CO_2 v čase vypnutia ventingových vetiev vo vrte PM-11. Pri odsávaní (vetva zapnutá) je vysoký obsah kyslíka – 20,9 % resp. nízky obsah oxidu uhličitého – 0,1 %. Po vypnutí vetvy vidieť rovnomerný pokles obsahu kyslíka na hodnotu 20,1 % a nárast obsahu CO_2 na hodnotu 0,7 % počas 7 hodín (vypnutý venting). Po zapnutí vetvy dochádza k okamžitému nárastu obsahu O_2, resp. poklesu obsahu CO_2.



Obr. 4. Priebeh obsahu O_2 a CO_2 vo vrte PM-1 (Tischler, 2008).

Fig. 4. The course of O_2 and CO_2 content in the PM-1 borehole.



Obr. 5. Priebeh obsahu O_2 a CO_2 vo vrte PM-11 (Tischler, 2008).

Fig. 5. The course of O_2 and CO_2 content in the PM-11 borehole.

Výpočet biodegradačných rýchlostí zo spotreby kyslíka

Smernica priamky lineárneho úseku poklesu koncentrácie kyslíka (obr. 4 a 5) udáva rýchlosť spotreby kyslíka v pôdnom vzduchu r_1 [% O_2 h^{-1}]. Z uvedenej hodnoty môžeme následne vypočítať rýchlosť spotreby kyslíka na 1 kg pôdy r_{O_2} [mg O_2 $kg^{-1} \cdot h^{-1}$] a túto rýchlosť potom konvertovať na aktuálnu rýchlosť biodegradácie (odbúrania RU) v pôde [mg RU $kg^{-1} \cdot h^{-1}$, resp. mg RU $kg^{-1} \cdot deň^{-1}$] (obr. 6 a 7), alebo rýchlosť odbúrania organického uhlíka [mg C $kg^{-1} \cdot h^{-1}$]. Na výpočet biodegradačnej rýchlosti však potrebujeme stanoviť nasledujúce geotechnické parametre pôdy:

– objemovú hmotnosť pôdy ρ_{bulk} [kg · dm^{-3}] – stanovenie tohto parametra je pomerne obtiažne vzhľadom na komplikovanosť odberu neporušenej vzorky horninového prostredia;

– vlhkosť pôdy *M* [kg/kg];

– špecifickú hmotnosť pôdy (hustotu) $\rho_{particle}$ [kg · dm^{-3}];

– pórovitosť, celkovú θ;

– objemový podiel plynu θ_{gas}.

Degradačnú rýchlosť sme počítali z tabuľkových údajov geotechnických parametrov pre hlinité štrky (obj. suchá – 1,807 [kg · dm^{-3}], celková pórovitosť 0,318 l/l, vlhkosť – 0,081 kg/kg) a z hmotnostného pomeru O/HC vychádzajúceho zo stechiometrickej rovnice pre bután – 3,59 (Tischler, 2008).

Rýchlosť spotreby kyslíka v pôde vypočítame po dosadení požadovaných parametrov do vzorca. Hodnota r_1 bola odčítaná z jednotlivých on-line záznamov koncentrácie kyslíka v príslušných sondách po vypnutí aerácie pôdy (obr. 4 a 5).

$$r_{O2} = \frac{\frac{-r_1 \cdot 0{,}01}{V_M} \cdot M_{O2} \cdot \theta_{gas}}{\rho_{bulk}},$$

kde

r_{O_2} rýchlosť spotreby kyslíka v pôde [g O_2 $kg^{-1} \cdot h^{-1}$],

r_1 rýchlosť poklesu koncentrácie kyslíka v pôdnom vzduchu [% O_2 h^{-1}] (smernica priamky odčítaná z grafu),

V_M molárny objem plynu = 22,41 dm^3 mol^{-1},

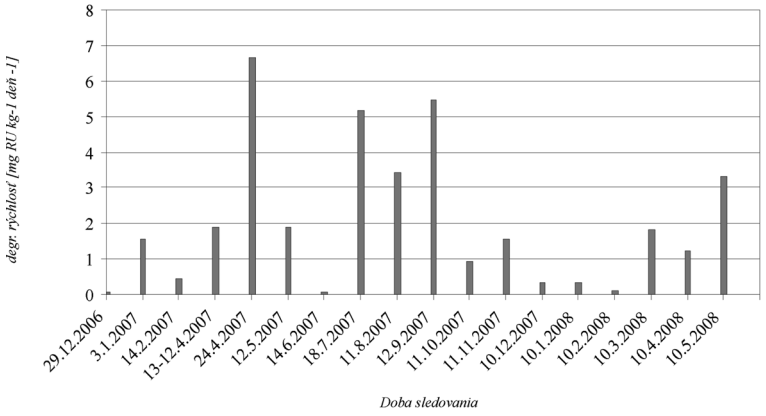
M_{O_2} molekulová hmotnosť kyslíka = 32 g mol^{-1},

θ_{gas} objemový podiel plynu v celkovom objeme pôdy [dm^3/dm^3],

ρ_{bulk} objemová hmotnosť pôdy [kg dm^{-3}].

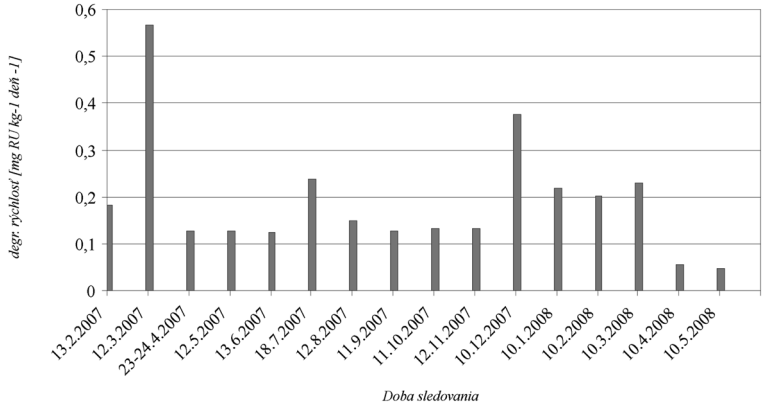
Z uvedeného vzťahu možno konštatovať, že parameter, ktorý môže významne ovplyvniť prepočet r_1 na r_{O_2} a následne výpočet degradačnej rýchlosti, je objemový podiel plynu v celkovom objeme pôdy θ_{gas} [dm^3/dm^3]. Tento parameter je závislý od aktuálnej vlhkosti pôdy a je najviac variabilný. Mení sa v dôsledku zrážok, ako aj v dôsledku technologických zásahov spojených so zavlažovaním lokality. V skutočnosti najnižšia hodnota θ_{gas} nesaturovanej zóny bude limitovaná retenčnou kapacitou horninového prostredia (Tischler et al., 2004).

Podľa našich skúseností zo sanačných prác vo väčšine lokalít, kde bol aplikovaný bioventing, sa hodnota θ_{gas} pohybovala v intervale 0,1 až 0,4. V laboratórnych



Obr. 6. Biodegradačné rýchlosti v dosahu sondy PM-1 (Tischler, 2008).

Fig. 6. Biodegradation rates in the range of PM-1 probe (Tischler, 2008).



Obr. 7. Biodegradačné rýchlosti v dosahu sondy PM-4 (Tischler, 2008).

Fig. 7. Biodegradation rates in the range of PM-4 probe (Tischler, 2008).

Tab. 10
Priemerné degradačné rýchlosti pre jednotlivé oblasti (Tischler, 2008)
The average degradation rates for each area (Tischler, 2008)

	[mg RU kg^{-1} rok^{-1}]		
	min	max	priemer
PM-1	24,4	2 003,1	688,0
PM-2	17,0	1 246,0	330,4
PM-3	10,5	2 07,1	63,9
PM-4	17,0	136,8	65,5
PM-5	8,8	292,0	53,1
PM-6	19,7	228,8	100,1
PM-7	3,4	163,0	62,7
PM-8	12,6	128,0	65,5
PM-9	11,5	296,1	47,0
PM-10	20,0	208,8	60,5
PM-11	10,2	930,3	209,0
PM-12	14,9	801,2	149,8

podmienkach boli stanovené hodnoty θ_{gas} pre vzorky zeminy odobraté z lokality Čaňa (Kupka in Tischler, 2004). Objemový podiel plynu predstavoval 71,5 – 100 % z celkovej pórovitosti. Spodná hranica bola limitovaná maximálnou retenčnou kapacitou vzorky.

Na prepočet rýchlosti spotreby kyslíka na rýchlosť biodegradácie RL existuje viacero aproximačných vzorcov. Použijeme výpočet váhového pomeru množstva odbúraných uhľovodíkov k množstvu spotrebovaného kyslíka pri kompletnej mineralizácii na CO_2 a H_2O, čo predstavuje hodnotu 0,25 [g/g], teda na odbúranie 1 g ropných uhľovodíkov je potrebných približne 3,6 g kyslíka (v prepočte na 1 g uhlíka približne 4,3 g kyslíka), ako to vyplýva zo stechiometrie rovnice popisujúcej aeróbny rozklad butánu na CO_2 a vodu.

$C_4H_{10} + 6{,}5\ O_2 = 4\ CO_2 + 5\ H_2O$

1 mól butánu (4 móly C) + 6,5 mólov O_2 = 4 móly CO_2 + 5 mólov H_2O

58 g C_4H_{10}, (resp. 4 x 12 = 48 g C) zodpovedá spotrebe 6,5 x 32 = 208 g O_2

Ak hodnotu r_{O_2} vypočítanú pomocou tejto rovnice vynásobíme príslušným koeficientom, dostaneme aktuálnu rýchlosť biodegradácie uhľovodíkov v pôde, vyjadrenú v [mg RU kg^{-1} · h^{-1}].

Tab. 11
Výsledky bilancie degradácie znečisťujúcich látok (prepočítané na uhlík)
The results of the degradation balance of pollutants (calculated as carbon)

Bilancia	A_p kg C/deň	B_p kg C/deň	C_p kg C/deň	Spolu kg C/mesiac
2006	227,5	52,1	100,5	15 755,5
I. 07	181,3	23,0	111,5	5 500,0
II. 07	50,0	23,5	48,1	2 148,3
III. 07	39,9	17,9	21,9	2 045,1
IV. 07	30,7	16,4	22,2	1 414,2
V. 07	38,5	22,9	28,2	1 659,1
VI. 07	40,2	28,1	37,5	1 867,2
VII. 07	73,1	44,6	88,5	2 842,6
VIII. 07	76,5	49,1	98,2	5 169,5
IX. 07	61,8	35,3	45,7	3 029,2
X. 07	26,8	24,5	25,7	1 520,3
XI. 07	10,1	11,0	9,2	655,1
XII. 07	7,1	6,4	7,7	501,9
I. 08	7,1	6,4	7,1	475,2
II. 08	5,6	6,7	4,5	341,2
III. 08	6,1	6,5	4,5	367,3
IV. 08	6,6	7,6	5,9	421,0
V. 08	9,0	10,4	6,4	570,3
Celkom				46 283,0

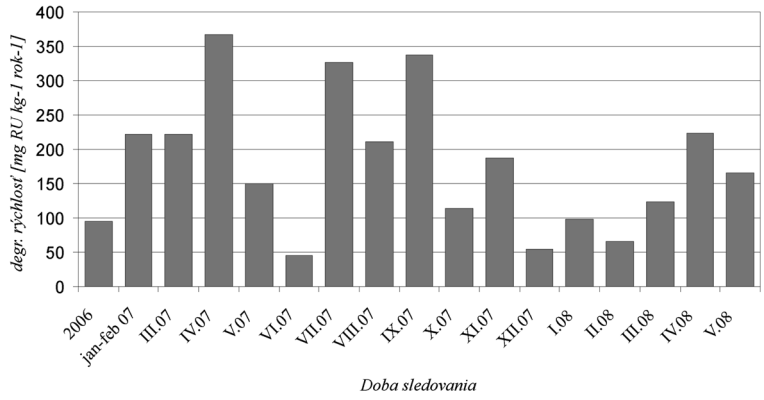
Ako názorný príklad uvádzame priebeh biodegradačných rýchlostí vo vrtoch PM-1 a PM-4 (obr. 6 a 7).

Ako vidieť, najvyššie rýchlosti boli v severnej časti územia a v južnej časti územia. Stred areálu vykazoval o rád nižšie degradačné rýchlosti. Bolo to dané mierou kontaminácie v týchto oblastiach a tiež odlišnosťami v charaktere kontaminácie.

Ako vidieť, najväčšie rýchlosti boli dosiahnuté na jar a potom v období júl – september 2007 po zintenzívnení procesov – po aplikácii živín.

Vypočítané degradačné rýchlosti sú vzťahované na oblasť okolo merného bodu – vrtu PM. Vertikálne zahŕňali zónu s mocnosťou cca 3 m, kde bolo rozloženie znečistenia nehomogénne, takisto ako pri horizontálnom rozložení znečistenia. Degradačné rýchlosti v zónach samotného znečistenia ale mohli byť oveľa vyššie (Tischler, 2008).

Bilancie degradácie znečisťujúcich látok boli určované na základe produkcie CO_2, obsahu CO_2 v pôdnom vzduchu.



Obr. 8. Časový vývoj biodegradačných rýchlostí v lokalite (Tischler, 2008).

Fig. 8. Time trends of biodegradation rates on the site (Tischler, 2008).

Záver

V uvedenej lokalite bol vybudovaný vysoko efektívny systém na aplikáciu sanačných metód *in situ* ventingu a bioventingu. Monitoring sa vykonával *on line* a poskytol dostatok údajov na detailné hodnotenie prebiehajúcich procesov. Na hodnotenie účinnosti bioventingu bola použitá progresívna metóda cez rýchlosť spotreby kyslíka, resp. produkcie oxidu uhličitého.

Priebeh sanačných prác potvrdil skutočnosť, že pri odvetrávaní ropných uhľovodíkov stále prebiehajú a dodaním kyslíka sa zintenzifikujú aj biodegradačné procesy. V skúmanej lokalite bolo príznačné, že v prvej etape prác bol dominantnou metódou venting, postupom času prevládol aspekt bioventingu. Tento priebeh bol podmienený charakterom kontaminujúcej látky a kontaminované matrice (horninového prostredia).

Realizovanými sanačnými prácami – ventingom – bolo z nenasýtenej zóny v lokalite odstránených 4 564,4 kg kontaminujúcich látok stanovených ako UI, resp. 21 572,2 kg kontaminujúcich látok stanovených ako TP (prepočet cez propán).

Bilancie degradácie znečisťujúcich látok boli počítané na základe produkcie CO_2 a obsahu CO_2 v pôdnom vzduchu. Výsledky (prepočítané na uhlík) dávajú hodnotu 45 283 kg uhľovodíkov utilizovaných na CO_2 z nenasýtenej, ale čiastočne aj z nasýtenej zóny.

Uvedené bilančné hodnoty preukázali vysokú účinnosť použitých sanačných metód. Za relatívne krátke obdobie (18 mesiacov) bola skoro bez zvyškov odstránená kontaminácia z nenasýtenej zóny horninového prostredia.

References

Hydrologická ročenka, povrchové vody 2005. Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, 2006.

Jetel, J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. *Praha, Ústřední ústav geologický, 246 s.*

Kaličiak, M., Baňacký, V., Janočko, J., Karoli, S., Petro, Ľ., Spišák, Z., Vozár, J. & Žec, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť, 1 : 50 000. *GS SR, Bratislava, 206 s.*

Leeson, A. & Hinchee, R. E., 1997: Soil bioventing: Principles and practice, Boca Raton, Lewis Publishers, 244 p.

Mazúr, E. & Lukniš, M., 2002: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Časť Slovensko, Slovenská kartografia, Bratislava, 1986. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky, MŽP SR.

Mazúr, E., Činčura, J. & Kvitkovič, J., 1980: Geomorfológia, Atlas SSR, SAV, SÚGK, Bratislava.

Šuba, J., Bujalka, P., Cibulka, Ľ., Hanzel, V., Kullman, E., Porubský, A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, P. & Zakovič, M., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska, 2. vyd. *SHMÚ, Bratislava, 100 s.*

Tischler, O., 2003: Haniska pri Košiciach – geologický prieskum životného prostredia. *ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Košice.*

Tischler, O., 2005: Realizácia sanačných opatrení starých environmentálnych záťaží – Haniska – geologický prieskum životného prostredia. *ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Košice.*

Tischler, O., 2006a: Projekt sanačných prác – Realizácia sanačných opatrení starých environmentálnych záťaží – Haniska. *ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Košice.*

Tischler, O., 2006b: Manipulačný poriadok vodnej stavby – Realizácia sanačných opatrení starých environmentálnych záťaží – Haniska. *ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Košice.*

Tischler, O., 2007a: Realizácia sanačných opatrení starých environmentálnych záťaží – Haniska – hodnotiaca správa realizovaných prác za rok 2006. *ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Košice.*

Tischler, O., 2007b: Realizácia sanačných opatrení starých environmentálnych záťaží – Haniska – hodnotiaca správa (1. 1. 2007 – 30. 6. 2007). *ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Košice.*

Tischler, O., 2008: Realizácia sanačných opatrení starých environmentálnych záťaží – Haniska – hodnotiaca správa (1. 1. 2007 – 31. 12. 2007). *ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Košice.*

Tischler, O. & Tometz, L., 2002: Haniska pri Košiciach – geologický prieskum životného prostredia. *ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Košice.*

Tischler, O. & Kupka, D., 2004: Čaňa – Gyňov – únik ropy z armatúrnej šachty. *ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Košice, 44 – 56.*

Rukopis doručený 15. 4. 2012
Revidovaná verzia doručená 24. 5. 2012
Rukopis akceptovaný red. radou 16. 4. 2012

Effectivity of venting-bioventing for removal of volatile oil substances at the village of Haniska pri Košiciach

In 2007 and 2008 the remediation works were carried out at the village of Košice – Haniska for following purposes:

– to eliminate of the former primary sources of the pollution,

– to clean contaminated groundwater to environmentally acceptable levels, respectively to meet targets set up in the risk assessment (Tischler, 2005),

– to eliminate residual pollution in the unsaturated zone as the secondary source of the groundwater contamination to environmentally acceptable levels, respectively to meet targets set up in the risk assessment (Tischler, 2005).

Exploration works within a progress have detected main contaminants at the study area such as highly volatile aliphatic and cyclic hydrocarbons of C_3 to C_9 carbon number, which originated together with the production of the propan-butan. Predominantly the soil contamination exposed in the dynamic groundwater table and beneath, at app. depths of 5.5 m b.s.

In order to eliminate residual pollution in the unsaturated zone, the contructed venting system was implemented during the remediation works. Together with ventilation of volatile hydrocarbons from unsaturated zone, the bioventing aspect is very important. Additionally, the borehole monitoring (with measuring probes included), detached to monitor the soil-air relevant parameters, was implemented. In the studied area the venting – bioventing

processes were used in conjuction with the air sparging to clean the saturated zone.

At the beginning of the remediation works, intense ventilation of the contaminated soil air took place. The biodegradation represented the secondary aspect within this remediation method. In the following phases, the biodegradation proportion rose up in the remediation of the unsaturated zone and within the fourth quarter of 2007, it became a dominant method.

Calculations showed that the degradation progress velocity affects the gas volume fraction from the total volume of the soil θ_{gas} [dm^3/dm^3]. This parameter is depending on actual soil moisture and it is the most variable.

$C_4H_{10} + 6.5\ O_2 = 4\ CO_2 + 5\ H_2O$

The ventilation is very effective method for the balanced bulk point of view. They exceeded theoretically calculated balanced values defined in the project (Tischler, 2006), considering the approximate 354 kg of pollution removal in the form of volatile substances per month. Within undertaken remediation venting works – 4 564.4 kg of pollutants were eliminated out from the unsaturated zone, defined as UI or 21 572.2 kg of contaminants characterized as the TP (through the propane conversion).

Based on CO_2 production and CO_2 soil gas content, balances of degradation pollutants were calculated. The results provide a value of 45 283 kg hydrocarbons utilized for CO_2 from both, the unsaturated as well as the saturated zone.

Above mentioned balanced values express the high efficiency of remediation methods incorporated. For a relative short period (18 months) the contamination was eliminated being almost no residual in the unsaturated zone of rocks.

Mineralia Slovaca, 44 (2012), 315 – 324
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Vplyv prevádzky košickej teplárne na horninové prostredie a podzemnú vodu

JURAJ KOTUČ[1] a MÁRIA CHYTILOVÁ[2]

[1]ENVIRONCENTRUM, s. r. o., Rastislavova 58, 040 01 Košice
[2]Ústav geovied F BERG TU, Park Komenského 15, 042 00 Košice

Impact of operation of the Košice heating plant on rock environment and groundwater

The Košice heating company has been producing heat and electricity for more than 30 years. Its operation represents industrial activity, influencing basic elements of the environment – soil and groundwater. Coming out from a detail excerption and search in available archive documents, as well as some direct measurements and field observations supplemented by laboratory analyses, it was possible to assess the quality state of analysed environmental elements. Based on this, we suggested next stage of the investigation, including monitoring system, targeted for a long-term monitoring of development of extension and migration of soil and groundwater contaminations in the area of the Košice heating plant.

Key words: heating plant, pollution of soil and groundwater, monitoring

Úvod

V rámci aplikovaného výskumu environmentálnych záťaží spôsobených vplyvom priemyselných činností na území mesta Košice bola spracovaná vstupná hydrogeologická štúdia pre monitorovanie stavu základných prvkov životného prostredia, pôdy a podzemnej vody v areáli TEKO, a. s., Košice (obr. 1).

Podrobná archívna excerpcia a rešerš dostupných archívnych podkladov o geologických, inžinierskogeologických a hydrogeologických pomeroch areálu TEKO, ako aj terénne a laboratórne práce poskytli súbor vhodných podkladov na spracovanie výsledkov daného stavu kvality hodnotených prvkov životného prostredia s návrhom ďalšej etapy výskumu, vrátane návrhu monitorovacieho systému pre dlhodobé sledovanie vývoja rozsahu a migrácie znečistenia v pôde a podzemnej vode areálu TEKO, a. s., v Košiciach.

Charakteristika skúmaného územia a doterajšia geologická preskúmanosť

Podľa geomorfologického členenia Slovenskej republiky (Mazúr a Lukniš, 1986) patrí územie do subprovincie Vnútorné Západné Karpaty, oblasti Lučenecko-košická zníženina, celku Košická kotlina a do podcelku Košická rovina. Hodnotená časť územia má výraznú morfologickú tvárnosť a členitosť. Geologická stavba územia podmienila vývoj a charakter súčasného reliéfu. Košickú rovinu tvorí široká riečna niva Hornádu.

Sklonitosť územia kolíše v intervale 0 – 2° (Zvara, I., Gašpar, A. in Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002). Najnižšie položeným bodom územia je koryto Hornádu (198 m n. m.).

Pôdne pomery sú odrazom zložitého geomorfologického vývoja územia počas kvartéru. V Košickej rovine zohrala rozhodujúcu funkciu absolútna činnosť rieky a vplyv podzemných vôd v alúviách. Podzemné vody vplývali na hydromorfný vývoj pôd a v dôsledku zvýšenej mineralizácie aj na procesy zasoľovania pôd. Územie je budované mladými (holocénnymi) fluviálnymi sedimentmi Hornádu s prevládaním usadenín kalovej povahy (tiež hlinité, hlinitoílovité, menej piesočnaté). Na týchto sedimentoch sú vyvinuté fluvizeme a v početných rovinách a depresiách sa nachádzajú olejové karbonátové čiernice.

Podľa užívateľskej príručky „Bonitácia čs. pôd a smery jej využitia“ (Bedrna et al., 1988) patrí riešené územie do klimaticky veľmi teplého, veľmi suchého, nížinného regiónu, kde sa vyskytujú pôdy bez skeletu, s hĺbkou pôdneho profilu ohraničeného pevnou horninou nad 60 cm.

Podľa regionálneho geologického členenia Západných Karpát (Vass et al., 1988) je hodnotené územie a jeho širšie okolie súčasťou JZ časti východoslovenskej neogénnej panvy, ktorá tvorí časť rozsiahlej Transkarpatskej medzihorskej panvy.

Väčšia časť územia z hľadiska litológie je na povrchu tvorená molasovými neogénnymi sedimentmi a neogénnymi vulkanitmi s nesúvislým pokryvom kvartérnych sedimentov. Staršie predneogénne horninové komplexy patria k viacerým tektonickým jednotkám a predstavujú podložie neogénnych sedimentov i vulkanitov a na povrch vystupujú len na okrajoch S časti hodnoteného územia v pásme Čiernej hory (Kaličiak et al., 1996). V predmetnom hodnotení je pozornosť venovaná len tým litologicko-tektonickým jednotkám, ktoré zohrávajú pri danom výskume rozhodujúcu úlohu.

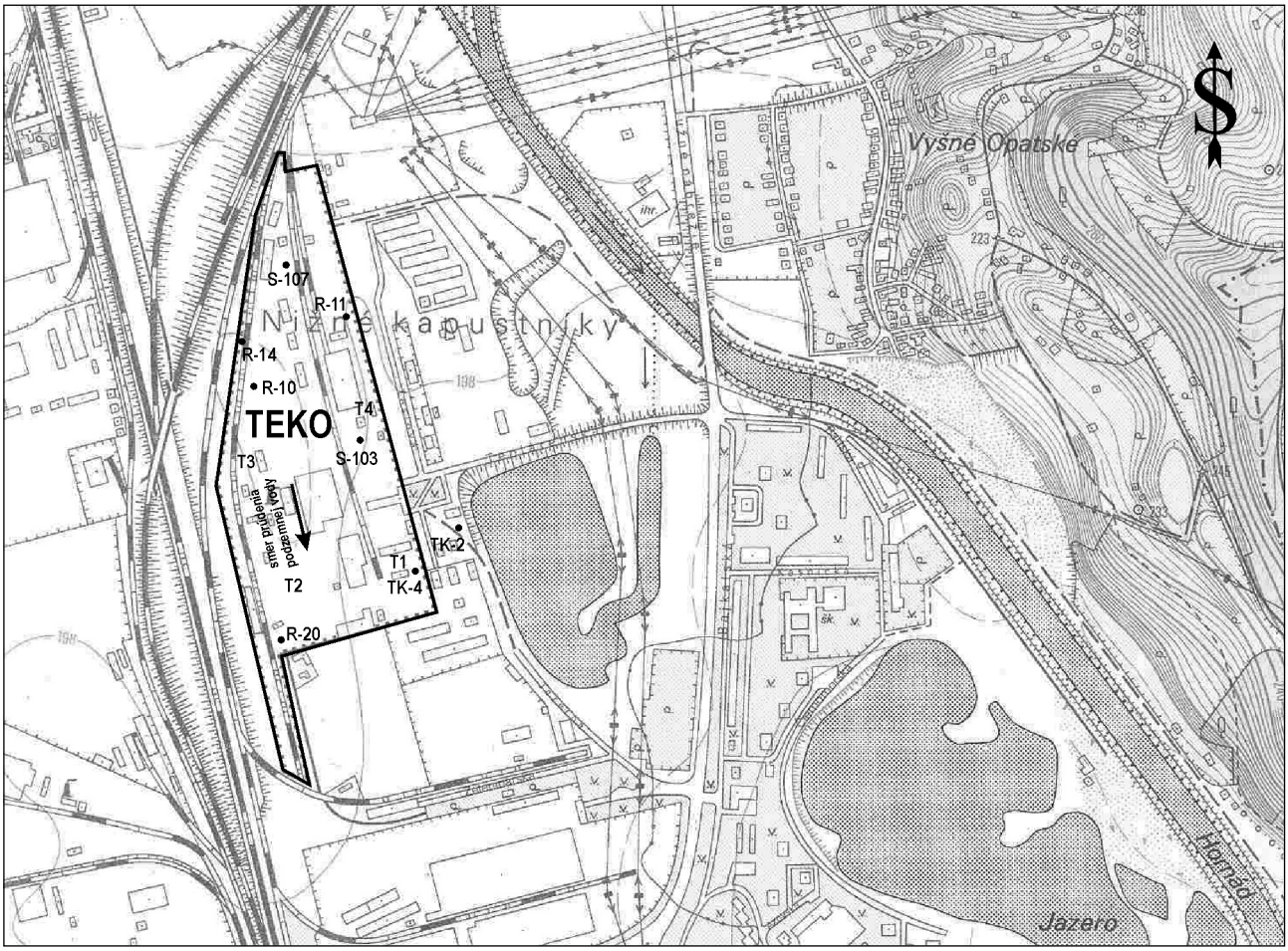
Južná časť Košickej kotliny je tvorená neogénnymi sedimentmi. Vo výplni neogénnej panvy sú sedimenty karpatu – panónu v morskom, brakickom a sladkovodnom

vývoji. Sečovské súvrstvie má sladkovodný vývoj a je vyvinuté vo fáciách ílov až ílovcov a prachovcov s polohami pieskov, vulkanoklastík, uhoľných ílov a lignitu. Redeponované ryolitové tufy a tufity – horniny predstavujú biele až sivobiele pemzové tufy – tufity, prevažne kaolinizované. Zložené sú z kremeňa, ortoklasu a kyslého vulkanického skla. V hlbších častiach panvy obsahujú vložky a polohy tufitických ílovcov a pieskovcov. Íly a silty sú prevažne pestré sivožltej, okrovej až červenofialovej farby. Vývoj sedimentov, ktorých bázu tvoria kaolinizované ryolitové tufy, poukazuje na postupnú gradáciu (resp. ústup panónskeho bazénu na juh). Piesky sú nevápnité, jemno- až strednozrnné, často s prímesou štrku. Ich hrúbka je od 0,5 do 2 m (Kaličiak et al., 1996).

Kvartérne, holocénne fluviálne sedimenty tvoria hlavne nivný kryt Hornádu. Hrúbka závisí od veľkosti toku. V doline Hornádu pri košickej teplárni je približne 2 m. Nad štrkmi sú vyvinuté svetlo- až tmavosivé piesčité íly s limonitizovanými polohami, kde prechádzajú do hlinitých sedimentov s horizontom nivných pôd (Kaličiak et al., 1996).

Hodnotené územie je z regionálneho hľadiska situované na zložitom tektonickom uzle, kde sa zbližuje niekoľko predterciérnych tektonických jednotiek. Štruktúrno-tektonickým prvkom predterciérneho podložia je pozdĺžna hrasťová štruktúra SZ – JV smeru juhozápadne od Košíc, ktorá je tvorená paleozoikom gemerika. Hrasť je na JZ obmedzená výraznou zónou v priestore medzi Šemšou, Šacou a Hraničnou pri Hornáde. Na SV je táto hrasťová štruktúra limitovaná margecianskou prešmykovou zónou, pričom charakter prešmyku na JV od Košíc v podloží neogénnych sedimentov nie je jednoznačne preukázaný. Okrem týchto výrazných tektonických rozhraní sa zistili ďalšie zóny hustotných rozhraní indikujúce zlomy prevažne SZ – JV, SV – JZ a SJ smeru. Priečne zlomy s priebehom SV – JZ sú známe od bádenu, pričom najvýraznejší zlom tohto systému je tektonický styk klčovského a stretavského súvrstvia v oblasti Košíc. Je prejavom starozaloženého „rudabanského" zlomu. Ostatné zlomy systému vytvárajú v tejto oblasti niekoľko čiastkových elevácií a depresií (Kaličiak, Karoli & Janočko in Kaličiak et al., 1996).

Z hľadiska hydrogeologickej rajonizácie Slovenska (Malík a Švasta, 2002) patrí hodnotené územie do regiónu Q 125 – kvartér Hornádu a Košickej kotliny. Dôležitú časť územia tvoria náplavy údolnej nivy Hornádu. Vrchná časť sedimentov je tvorená povodňovými hlinami bez hydrogeologického významu, ktorých hrúbka je 1,4 – 2,6 m.



Obr. 1. Areál TEKO na mape v mierke 1 : 10 000 s vyznačením miest odberu vzoriek.

Fig. 1. The area of the Košice heating plant (TEKO) at a scale 1 : 10 000 with location of sampling sites.

Veľký význam z hľadiska prúdenia a akumulácie podzemných vôd má súvrstvie piesčitých štrkov s hrúbkou 3,3 až 11,7 m. Pri realizácii vrtov počas starších prieskumných prác bola zistená hladina podzemnej vody okolo 2,0 až 4,0 m p. t. Značný počet hydrogeologických vrtov je sústredený na južný okraj Košíc. Staršími prieskumnými prácami (Frankovič, 1965) boli zistené maximálne výdatnosti, ktorých hodnoty dosahovali od 1 – 20 $l \cdot s^{-1}$. Niektoré z uvedených vrtov sa využívajú aj ako zdroje pitnej vody, ale najmä ako objekty na odber technickej vody.

Regionálna hydrogeologická preskúmanosť hodnoteného územia a jeho okolia je opísaná v niekoľkých prácach (Struňák, 1961; Šindler, 1962; Frankovič, 1969). Väčší počet hlbších vrtov v J a JV okolí Košíc zhodnotili Frankovič a Sabová (1979). Súhrnné hydrogeologické hodnotenie jednotlivých regiónov neogénu a kvartéru priniesli Halešová (Halešová et al., 1984) a Grech a Polák (Grech a Polák, 1986). Cenné regionálne zhrnutie podáva štúdia Šindlera (Šindler, 1988). Významný podiel na regionálnom hodnotení hydrogeologických pomerov južnej časti Košickej kotliny má Jetel (Jetel in Kaličiak et al., 1996).

Lokálne prieskumy sú datované do obdobia plánovania výstavby teplárne v Košiciach. Všeobecné posúdenie geologických a hydrogeologických pomerov staveniska vykonal Gíret (Gíret, 1962), keď podrobne zmapoval hlavne vrchnú kryciu vrstvu zvodneného kolektora 33 sondami. Hladinu podzemnej vody zistil v hĺbke 3,9 m p. t. a jej stav koreluje s úrovňou hladiny vody v Hornáde. Podrobnejšie preskúmal oblasť staveniska teplárne aj so zhodnotením hydrogeologických pomerov Švasta (Švasta, 1963), ktorý situuje hladinu podzemnej vody v miestnych podmienkach do hĺbky 3 až 4 m p. t. Bezprostredný vplyv kolísania hladiny podzemnej vody vo vzťahu k povrchovému toku Hornádu na jeho väčšiu vzdialenosť od staveniska nepredpokladá. Prehľadné výsledky o podrobnom inžinierskogeologickom prieskume so zhodnotením hydrogeologických pomerov staveniska možno študovať v práci Cuninku (Cuninka, 1977). V tejto práci sa okrem iného uvádza, že podzemná voda v daných podmienkach vytvára súvislú nenapätú zvodnenú vrstvu (zvodeň) viazanú na hlinito-piesčité a piesčité štrky. Hladina podzemnej vody bola situovaná v tom čase na úroveň kót 194,3 až 195,2 m n. m.

Hydrogeologický prieskum za účelom overenia možnosti výstavby vodárenského zdroja pre potreby prevádzky teplárne vykonala Tometzová (Tometzová, 1983). Dvoma hydrogeologickými vrtmi s označením TK-2 (pri požiarnej zbrojnici) a TK-3 (parčík pred areálom) situovanými na okraji, resp. v hodnotenom areáli. Neskôr doplnil poznatky o možnosti využívania podzemnej vody v areáli TEKO Cangár (Cangár, 1992), ktorý vrtom TK-4 (náhradou za TK-3) overil možnosť odberu 14,0 $l \cdot s^{-1}$ pre vodárenské účely.

História centrálnej výroby tepla v Košiciach

Tepláreň Košice, a. s., bola založená zakladateľskou zmluvou zo dňa 17. 12. 2001. Vznikla 21. 1. 2002 rozdelením akciovej spoločnosti Slovenské elektrárne, a. s., Bratislava, ale svojimi aktivitami historicky naväzuje na vznik Krajských energetických podnikov už od roku 1953.

Významnými medzníkmi viac ako 45-ročnej histórie sú hlavne:

1953 – 1954: na krajskom energetickom podniku vznik referátu, neskôr oddelenia pre tepelnú energiu

1953: zaradenie výstavby teplárne Košice do plánu GE 60

1962 – 1963: začiatok vykurovania sídliska TERASA z provizórnej kotolne

1964: začiatok výstavby horúcovodov a parovodov teplárenskej sústavy Košice

1962 – 1970: výstavba TEKO I

1967: 24. 11. 1967 začiatok prevádzky Teplárne VSE

1967 – 1968: plynofikácia parných kotlov TEKO I

1968: 1. 4. 1968 vznik Závodu rozvodu tepla VSE

1977: 24. 5. 1977 slávnostný výkop výstavby TEKO II

1982: komplexné skúšky a ukončenie výstavby TEKO II

1986: plynofikácia zariadení TEKO II

1987: nasadenie mikroprocesorov na riadenie a prenosy výmenníkových staníc

1989: pripojenie mestskej spaľovne na parovody Teplárne VSE, začiatky dispečerského riadenia teplárenskej sústavy

1991: 1. 1. 1991 vyčlenenie závodov Teplárne a Rozvodu tepla z VSE, š. p., do SEP, š. p.

1991: v januári bol zriadený samostatný útvar dispečingu teplárenskej sústavy Košice

1992: využívanie mikroprocesorov na prenosy a riadenie teplárenských rozvodov

1994: 1. 11. transformácia SEP, š. p., na Slovenské elektrárne, a. s., začiatok nasadzovania úsporných frekvenčných pohonov, začiatok využívania predizolovaných potrubných systémov

1999: ekologizácia spaľovacích režimov, kontinuálny emisný monitoring

Výsledky archívnych prieskumných prác

V predchádzajúcej časti príspevku boli v chronologickom slede uvedené údaje o hydrogeologickej preskúmanosti záujmového územia a všetky dostupné archívne práce týkajúce sa geologických, inžinierskogeologických a hlavne hydrogeologických pomerov hodnoteného územia. Z podrobnej archívnej excerpcie uvedených dokumentov (Gíret, 1962; Švasta, 1963; Cuninka; 1977; Tometzová, 1983; Cangár, 1992) bolo možné získať nasledujúce poznatky:

Režim podzemných vôd

Na zhodnotenie režimu podzemných vôd, zostavenie piezometrických máp a stanovenie prúdenia podzemných vôd boli využité merania vyššie uvedených pôvodných prieskumných prác v objektoch, ktorých časť je znázornená na obr. 1.

Z hľadiska predmetného hodnotenia je dôležité zdôrazniť, že zvodnenec, t. j. hydrogeologický kolektor

nasýtený gravitačnou podzemnou vodou v daných podmienkach, predstavuje jeden litologický typ horniny, stratigraficky zaradený do kvartéru. V pozícii bližšie k povrchu – v závislosti od konfigurácie terénu – približne v hĺbke od 2,0 do 9,0 až 10,0 m p. t. sa nachádza piesčitý štrk. V jeho nadloží sa od povrchu do priemernej hĺbky 2,0 m p. t. nachádza vrstva hlín a piesčitých hlín, resp. hlinitých štrkov.

Podložie kvartérnych sedimentov nachádzajúce sa v hĺbke 9 až 10 m p. t. je tvorené neogénnym ílom vystupujúcim v daných podmienkach ako počvový izolátor. Hladina podzemnej vody bola počas vrtných prác predmetných etáp prieskumu zistená v hĺbke okolo 3 až 4 m p. t. a neskôr sa ustálila približne v rovnakej hĺbke, čo poukazuje na zvodnenec s nenapätou (voľnou) hladinou podzemnej vody. Generálny smer prúdenia podzemnej vody je znázornený na obr. 1.

V priebehu terénnych etáp prieskumov boli v realizovaných objektoch (Švasta, 1963; Cuninka, 1977; Tometzová, 1983 a Cangár, 1992) vykonané hydrogeologické pozorovania, ktoré boli použité pri danom hodnotení.

Predmetné výsledky pozorovaní boli využité na zostrojenie piezometrických máp areálu TEKO. Najprv boli využité merania hladín podzemnej vody vo vrtoch s označením R (Švasta, 1963), pričom vybrané miesta sú znázornené na obr. 1. Za rovnakým účelom boli využité aj výsledky terénnych pozorovaní vo vrtoch s označením S-100 až S-122 (S-103 a S-107 na obr. 1) (Cuninka, 1977).

Na základe ich interpretácie možno konštatovať, že generálny smer prúdenia podzemnej vody na území hodnoteného areálu je od severu na juh. Porovnaním máp zostrojených v rôznych obdobiach nemožno zistiť výraznejšie rozdiely. Zvláštnosťou sa javí tá skutočnosť, že počas obidvoch monitorovacích období (rok 1963 a 1977) bolo možné pozorovať depresiu v oblasti vrtu S-107. Túto skutočnosť si možno s najväčšou pravdepodobnosťou vysvetliť tak, že v čase meraní bola na vrte RH-8, nachádzajúcom sa v blízkosti S-107, realizovaná hydrodynamická skúška, resp. odber podzemnej vody.

Maximálna hodnota piezometrického napätia (piezometrickej výšky) 195,50 m n. m. bola zistená v sonde R-1 a minimálna 194,60 m n. m. (Švasta, 1963) v sonde R-21. Obdobné hodnoty možno čítať aj z piezometrickej mapy zostavenej z meraní vykonaných Cuninkom (Cuninka, 1977), kde maximálna piezometrická výška, ktorou je vyjadrené piezometrické napätie, má hodnotu 195,55 m n. m. a minimálna 194,65 m n. m.

Lokálne hydraulické a hydrogeologické pomery možno stanoviť aj z práce Tometzovej (Tometzová, 1983), ktorá dvomi vrtmi situovanými na hodnotenom území overila nasledujúce skutočnosti: hrúbka kvartérnych sedimentov nepresahovala 9,0 m a zvodnený kolektor predstavoval v prípade vrtu TK-2 zahlinený štrk a v prípade TK-3 piesčitý štrk. Už z litologického zloženia zvodnenej vrstvy možno usúdiť najvyššiu priepustnosť piesčitých štrkov vo vrte TK-3 (Cangár, 1992). Táto skutočnosť sa prejavila aj na možnosti odberu podzemnej vody z vrtov zabudovaných ako rúrové studne. Z vrtu TK-2 bolo možné odoberať maximálne 2,17 $l \cdot s^{-1}$ podzemnej vody pri znížení 2,0 m a z vrtu TK-3 maximálne 8,62 $l \cdot s^{-1}$ pri znížení 3,0 m. Hodnoty piezometrických napätí v uvedených vrtoch boli nasledovné: TK-2 194,54 m n. m. a TK-3 194,74 m n. m. Z uvedeného vyplýva, že podzemná voda prúdi v smere od vrtu TK-3 k vrtu TK-2.

Hodnoty hladiny podzemnej vody vyjadrené piezometrickou výškou v práci Cangára (Cangár, 1992) nebolo možné stanoviť, pretože táto práca neuvádza výsledky geodetických meraní – výškopisu a polohopisu hydrogeologického vrtu TK-4. Litológia tohto vrtu je tvorená vrstvou kamenito-hlinitej navážky od povrchu do hĺbky 3,0 m p. t., od 3 do 4 m bol zistený piesčitý štrk vodou nenasýtený, pod ktorým sa nachádzal hrubozrnný štrk piesčitý až do hĺbky 10,0 m. Podložie vo forme izolátora v mieste vrtu TK-4 tvorí íl. Hladina podzemnej vody bola zistená v hĺbke 5,28 m p. t. Pre trvalý odber bolo odporúčané čerpať z tohto vrtu až 14,0 $l \cdot s^{-1}$ podzemnej vody pri znížení 0,96 m. Situovanie vrtov TK-2 a 4 je znázornené na obr. 1.

Stanovenie hydraulických parametrov hornín

Popri možnosti šírenia znečistenia konvektívnym prenosom zohrávajú dôležitú úlohu aj hydraulické parametre zvodneného prostredia. Pre daný prípad zvodneného kolektora na území areálu TEKO sme pri určení jeho základných hydraulických parametrov – koeficientu prietočnosti ***T*** a koeficientu filtrácie ***k*** – vychádzali z výsledkov hydrodynamických skúšok vykonaných na vyššie uvedených starších hydrogeologických objektoch.

Hodnoty uvedených hydraulických parametrov a údajov z hydrodynamických skúšok (výdatnosť a zníženie) sú spracované v tab. 1.

Interpretáciou tabuľky 1 možno konštatovať, že priepustnosť zvodnenca v areáli TEKO je variabilná. Najčastejšie sa hodnoty koeficientu filtrácie pohybujú

Tab. 1
Hydraulické parametre a údaje o čerpaní podzemnej vody získané z archívnych údajov
Hydraulic parameters and data on the groundwater pumping tests obtained from archive sources

Vrt (studňa)	Litológia zvodnenca	Hrúbka zvodnenca M [m]	Koeficient prietočnosti T [$m^2 \cdot s^{-1}$]	Koeficient filtrácie k [$m \cdot s^{-1}$]	Zníženie s [m]	Výdatnosť Q [$l \cdot s^{-1}$]
RH-8	piesčitý štrk	6,0	$2{,}10 \cdot 10^{-3}$	$8{,}40 \cdot 10^{-4}$	2,5	7,50
RH-19	piesčitý štrk	7,5	$3{,}76 \cdot 10^{-3}$	$1{,}88 \cdot 10^{-3}$	2,0	17,00
TK-2	hlinitý štrk	4,5	$1{,}65 \cdot 10^{-3}$	$3{,}66 \cdot 10^{-4}$	2,0	2,17
TK-3	piesčitý štrk	5,2	$4{,}12 \cdot 10^{-3}$	$7{,}92 \cdot 10^{-4}$	3,0	8,62
TK-4	piesčitý štrk	5,4	$1{,}81 \cdot 10^{-2}$	$3{,}36 \cdot 10^{-2}$	0,96	14,00

v rozmedzí 2,10 · 10^{-3} až 4,12 · 10^{-4} m · s^{-1}. Tieto hodnoty odrážajú aj zistené litologické zloženie zvodnenej vrstvy a mieru odoberateľného množstva podzemnej vody. Najnižšia hodnota koeficientu filtrácie bola zistená pre zahlinený štrk nachádzajúci sa v okolí vrtu TK-2, z ktorého je možné odoberať najmenšie množstvo (2,17 l · s^{-1}) podzemnej vody pri najmenšej hrúbke kolektora 4,5 m a znížení hladiny podzemnej vody o 2,0 m.

Z tabuľky 1 je tiež zrejmé, že s narastajúcou hrúbkou kolektora a hodnotou jeho priepustnosti rastie aj výdatnosť. Pri relatívne malom znížení o 1 až 2 m bol vo vrtoch RH-19 a TK-4 situovaných vo väčšej vzdialenosti od povrchových recipientov (Hornád a Seligovo jazero) výrazný nárast možnosti odberu podzemnej vody.

Kvantifikácia množstva pretečenej vody

Kvantifikáciu množstva podzemnej vody pretekajúcej hodnoteným kolektorom možno vypočítať na základe Darcyho zákona, ak sú známe údaje o priepustnosti kolektora vyjadrené koeficientom filtrácie ***k***, hrúbkou zvodne ***M***, vzdialenosťou dvoch ľubovoľných bodov, medzi ktorými chceme výdatnosť prúdu stanoviť, ako aj hodnotou piezometrického gradientu ***J***. Dané hodnoty boli získané z archívnych údajov (Švasta, 1963; Cangár, 1992 a Tometzová, 1983).

Po dosadení uvedených hodnôt do Darcyho rovnice boli výpočtom dosiahnuté tieto výsledky:

k = 6,72 · 10^{-3} m · s^{-1} .

Prietočný prierez bol stanovený medzi vrtmi R-11 a R-14 (obr. 1), ktoré sú od seba vzdialené b = 194 m a priemerná hrúbka zvodne medzi týmito vrtmi je M = 5 m.

Piezometrický gradient bol stanovený zo vzťahu:

$$J = \frac{\Delta h}{\Delta L},$$

kde Δh = 0,6 m predstavuje rozdiel piezometrických výšok vo vrtoch RH-8 a R-18

a ΔL = 58 m je ich vzdialenosť.

Dosadením vstupných hodnôt do Darcyho rovnice bola vypočítaná hodnota prietočného množstva naprieč areálom TEKO, a. s., Košice v smere prúdenia podzemnej vody, t. j. zo severu na juh.

Q = k · b · M · J

Q = 6,72 · 10^{-3} m · s^{-1} (194 m · 5 m) · 0,01

Q = 0,0652 m^3 · s^{-1}

Uvedená hodnota teda predstavuje 65,2 l · s^{-1} podzemnej vody. Tento údaj má význam pre prípadné riešenie havarijného stavu, pri úniku znečisťujúcej látky do horninového prostredia a následne až na hladinu podzemnej vody v takom množstve, že je nevyhnutné vykonať sanáciu. Sanačné práce je potom možné riešiť za pomoci drénu, t. j. záchytného rigolu situovaného kolmo na smer prúdenia podzemnej vody. V daných podmienkach by potom takýto rigol vyhĺbený do nepriepustného podložia zachytil v dĺžke okolo 200 m viac ako 65 l · s^{-1}.

Geochemická charakteristika pôd areálu TEKO je zhodnotená orientačne, na základe analýzy 4 vzoriek zemín odobratých z vrchnej vrstvy pôdy v hĺbkovom intervale 0,0 až 0,5 m p. t.. Miesta odberu vzoriek (obr. 1) boli určené v blízkosti vodárenského zdroja (T1), skládky uhlia (T2), mazutového hospodárstva (T3) a transformátorov TEKO1 (T4). Analýzy odobratých vzoriek zemín boli orientované na zistenie polutantov typu nepolárnych extrahovateľných látok (NEL), toxických kovov ($Cr_{celk.}$, Cu, Pb, As, Cd, Hg, Sb) a polychlórovaných bifenylov (PCB).

Výsledky laboratórnych rozborov sú uvedené v tab. 2. Porovnané boli s limitnými hodnotami troch kategórií stanovených Pokynom Ministerstva pre správu a privatizáciu národného majetku Slovenskej republiky a Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky z 15. decembra 1997 č. 1617/1997–min. na postup pri vyhodnocovaní záväzkov podniku z hľadiska životného prostredia v privatizačnom projekte predkladanom podnikom v rámci privatizácie (Tometz, 2004).

Jednotlivé kategórie charakterizuje uvedený pokyn nasledovne:

A – fónové hodnoty, charakterizujúce približne ich prírodné obsahy, prípadne dohodnuté hodnoty požadovanej medze citlivosti analytického stanovenia;

B – medzné koncentrácie ukazovateľov, ktorých dosiahnutie vyžaduje prieskumné práce s cieľom vysvetliť pôvod či zdroj znečistenia;

C – medzné koncentrácie, ktoré vyžadujú asanačný zásah, ak je preukázané riziko migrácie znečistenia do okolia a možnosť poškodenia ďalších zložiek životného prostredia.

Tab. 2
Porovnanie výsledkov analýz vzoriek zemín s limitmi pokynu 1617/1997–min.
Comparison of results of the soil samples from analyses with limits from the Instruction 1617/1997–min.

Ukazovateľ	Jednotka	T1	T2	T3	T4	Kategórie limitu – 1617/1997		
						A	**B**	**C**
NEL-IR	mg · kg^{-1}	138	**523**	89	98	50	500	1 000
$Cr_{celk.}$		102,3	213,2	110,1	100,8	130	250	800
Cu		64,1	27,2	54,6	44,6	70	100	500
Pb		22,2	16,6	25,1	24,2	70	150	600
As		3,68	2,5	3,16	3,81	20	50	100
Cd		<5	<5	<5	<5	0,4	5	20
Hg		<5	<5	<5	<5	0,4	3	10
PCB-kongener.		**1,13**	**1,006**	0,145	0,111	0,01	1	10

Interpretáciou porovnania zistených hodnôt polutantov v daných ukazovateľoch s limitnými hodnotami jednotlivých kategórií možno konštatovať, že hodnoty kategórie C neboli prekročené.

Hodnoty kategórie B boli prekročené v ukazovateľoch NEL (523 mg · kg^{-1}) v sonde č. T2 situovanej pri skládke uhlia a PCB (1,13 resp. 1,006 mg · kg^{-1}) v sondách T2 a T1 (situovaná v blízkosti vodárenského zdroja).

Vychádzajúc z Pokynu č. 1617/1997–min. je nutné vykonať ďalšiu etapu geologického prieskumu životného prostredia zameranú na vysvetlenie pôvodu a určenie zdroja daného znečistenia.

Hydrogeochemická charakteristika

Za účelom predmetného zhodnotenia boli k dispozícii analýzy vzoriek vody odobratých z vrtov TK-2, 3 a 4. Zhodnotenie základných fyzikálno-chemických vlastností podzemnej vody bolo uskutočnené na základe analýz vzoriek vody odobratých z uvedených vrtov v čase ich realizácie.

TK-2

Celková mineralizácia vody z vrtu TK-2 dosahuje 832,81 mg/l. V molárnej klasifikácii patrí voda k subfácii C-Ca-S a predstavuje Alekinov typ C^{Ca}_{I}. V Gazdovej klasifikácii je to nevýrazný základný typ Ca-Mg-HCO_3. Chemické zloženie charakterizuje Kurlovova schéma

$$0{,}83\ g/l\ \frac{HCO_3\ 433{,}2\ SO_4\ 116{,}87\ Cl\ 32{,}6\ NO_3\ 32{,}8\ F\ 0{,}08}{Na{+}K{+}Li\ 45{,}7\ Ca\ 117{,}4\ Mg\ 41{,}8}$$

Tvrdosť vody vyjadruje hodnota 2,20 mmol/l Ca+Mg. Porovnaním výsledkov dosiahnutých prieskumom vykonaným Tometzovou (1983) s medznými hodnotami Nariadenia vlády SR č. 354/2006 sa zistilo prekročenie obsahu mikrobiologických ukazovateľov. Voda prekračuje aj odporúčaný obsah Mg.

TK-3

Podzemná voda z vrtu KT-3 vykazuje celkovú mineralizáciu 868,3 mg/l. V molárnej klasifikácii patrí k subfácii C-Ca-S a predstavuje Alekinov typ C^{Ca}_{I}. V Gazdovej klasifikácii ide o nevýrazný základný typ Ca-Mg-HCO_3 (Cangár, 1992). Chemické zloženie vyjadruje schéma

$$0{,}87\ g/l\ \frac{HCO_3\ 433{,}2\ SO_4\ 129{,}6\ Cl\ 41{,}2\ NO_3\ 43{,}4\ F\ 0{,}06}{Na{+}K{+}Li\ 45{,}2\ Ca\ 121{,}4\ Mg\ 45{,}2}$$

Tvrdosť vody vyjadruje hodnota 2,68 mmol/l Ca+Mg. Z hľadiska kvality voda nevyhovuje požiadavkám Nariadenia vlády SR č. 354/2006, a to prekročením medznej hodnoty mikrobiologických ukazovateľov. Voda prekračuje aj odporúčaný obsah Mg.

TK-4

Podzemná voda z vrtu TK-4 má celkovú mineralizáciu 746,8 mg/l. V molárnej klasifikácii patrí k subfácii C-Ca-Na a predstavuje Alekinov typ C^{Ca}_{IIIa} (Cangár, 1992). V Gazdovej klasifikácii je to nevýrazný základný typ Ca-Mg-HCO_3. Chemické zloženie vody vyjadruje schéma

$$0{,}75\ g/l\ \frac{HCO_3\ 390{,}5\ SO_4\ 98{,}9\ Cl\ 16{,}6\ NO_3\ 38{,}15\ F\ 0{,}08}{Ca\ 107{,}0\ Mg\ 36{,}16\ Na{+}K{+}Li\ 32{,}8}$$

Tvrdosť vody vyjadruje hodnota 6,40 mmol/l Ca+Mg. Z hľadiska kvality voda nevyhovuje požiadavkám Nariadenia vlády SR č. 354/2006, a to prekročením medznej hodnoty mikrobiologických ukazovateľov. Množstvo prekračuje aj odporúčaný obsah Mg.

Na kvalitatívne hodnotenie podzemnej vody odoberanej z vrtu TK-4, ktorý je v súčasnosti využívaný na prevádzku teplárne ako zdroj pitnej vody, sme mali k dispozícii aj aktuálne výsledky analýz vykonaných v rokoch 2002, 2003 a 2004. Z uvedených výsledkov je zrejmé, že podzemná voda odoberaná z vrtu TK-4 vyhovuje podmienkam NV SR č. 354/2006 Z. z. v rozsahu úplného rozboru pitnej vody. Na tomto mieste treba zdôrazniť, že podzemná voda odoberaná týmto vrtom vykazuje v podmienkach danej priemyselnej zóny prekvapivo nadštandardnú kvalitu.

Kvantitatívne zhodnotenie využívaného vodárenského zdroja TK-4

Vyššie uvedené kvantitatívne parametre predmetného zdroja (Cangár, 1992) boli zhodnotené na základe krátkodobej čerpacej skúšky (5 dní). Z nich je zrejmé, že pre trvalý odber bolo odporučených 14,0 l · s^{-1} podzemnej vody pri znížení jej hladiny približne o 1,0 m. Pre dané hodnotenie boli k dispozícii aj údaje o dlhodobom odbere podzemnej vody z predmetného vodárenského zdroja. Údaje odčítané z vodomeru boli pretransformované do výsledkov vyjadrených v l · s^{-1}. V takejto forme sa za roky 1997 až 2002 odoberalo v priemere zo studne TK-4 2,67 l · s^{-1} kvalitnej pitnej vody. Pre počiatočné roky hodnoteného obdobia je charakteristický odber väčšieho množstva vody. V roku 1997 v priemere 2,97 l · s^{-1}, keď maximum (4,03 l · s^{-1}) pripadá na mesiac február a minimum 2,55 l · s^{-1} na november. Obdobne možno charakterizovať aj ďalšie roky s výnimkou 2002, keď priemer odoberaného množstva predstavoval 4,76 l · s^{-1} (max. 6,52 l · s^{-1} – marec a min. 1,20 l · s^{-1} – január). Pre roky 2001 a 2002 je potom charakteristický priemerný len odber 1,38 l · s^{-1} (max. 1,77 a min. 1,10 l · s^{-1}).

Ochrana vodárenského zdroja TK-4

Ochrana vodárenského zdroja pred prísunom látok ohrozujúcich kvalitu odoberanej podzemnej vody je v daných podmienkach zložitá. Súčasťou výsledkov prieskumných prác pre realizáciu vrtov TK-2, 3 a 4 ako potenciálnych vodárenských zdrojov sú aj návrhy ich ochrany. V práci M. Tometzovej (Tometzová, 1983), na ktorú sa odvoláva aj Cangár (Cangár, 1992), bola uvedená problematika spracovaná podľa v tom čase platných legislatívnych opatrení – „Úprava základných hygienických zásad pre zriaďovanie, vymedzenie a využívanie ochranných pásiem vodných zdrojov určených na hromadné zásobovanie pitnou a úžitkovou vodou a pre zriaďovanie vodárenských nádrží", publikovaných vo vestníku Ministerstva zdravotníctva SSR v čiastke 10 – 11 z 20. júla 1979.

Z hľadiska vymedzenia pásiem hygienickej ochrany (PHO) nebolo možné zabezpečiť širšiu ochranu vodárenského zdroja, ktorý sa nachádza priamo v areáli TEKO. Odporučené boli len terénne úpravy bezprostredného okolia vrtu TK-4 so zabezpečením odtoku povrchových vôd. PHO 1. stupňa bolo navrhnuté v tvare kruhovej plochy s polomerom 10 m, v ktorej bola zvlášť zdôraznená nutnosť zamedzenia prísunu látok ohrozujúcich kvalitu podzemnej vody. Ostatné dôležité údaje pre ochranu tohto zdroja archívna dokumentácia neuvádza.

Vychádzajúc zo základnej legislatívnej úpravy – Zákona o vodách – sa povinnosť určiť ochranné pásma vzťahuje na všetky vodárenské zdroje s výdatnosťou vyššou ako 10 m^3 za deň, alebo na tie vodárenské zdroje, ktoré sú využívané na zásobovanie obyvateľstva pre viac ako 50 osôb. Keďže predmetným kritériám zodpovedá aj využívaný vodárenský zdroj TK-4, je problematika prehodnotenia jeho ochrany neodkladná.

Rozsah dokumentácie, ktorú je potrebné spracovať, určuje Vyhláška MŽP SR č. 29/2005. Táto dokumentácia súvisí najmä s uvedením technických parametrov zdroja, charakteristikou prírodných pomerov nielen územia, na ktorom sa zdroj nachádza, ale aj jeho širšieho okolia. Dôležité je v dokumentácii analyzovať antropogénnu činnosť, ktorú v daných podmienkach predstavuje priemyselná výroba. Ďalej je to návrh rozsahu hraníc ochranných pásiem v členení na návrh zákazov, obmedzení, technických úprav pre zariadenia, objekty alebo činnosti ohrozujúce množstvo a kvalitu podzemnej vody. V neposlednom rade je to prognóza vývoja kvality vody, návrh prevádzkového monitoringu a pravidelnej kontroly.

Zhodnotenie potenciálnych zdrojov znečistenia

Pri zhodnotení potenciálnych zdrojov znečistenia bol využitý preventívny plán opatrení na zamedzenie neovládateľného úniku nebezpečných látok do životného prostredia a na postup v prípade ich úniku (Bočkorová, 2004). Tento plán uvádza – okrem iného aj všetky potenciálne zdroje znečistenia a zoznam nebezpečných látok, ktoré môžu ohroziť kvalitu horninového prostredia – pôdy a následne aj podzemnej vody. Rozmiestnenie zdrojov a potenciálny typ znečistenia je znázornený na obr. 2.

V rámci technologických procesov sú v jednotlivých prevádzkach používané nebezpečné látky, z ktorých sa v zmysle prílohy č. 4 Zákona NR SR č. 409/2006 Z. z., obzvlášť škodlivé látky v prevádzke TEKO nepoužívajú. Zo škodlivých látok v jednotlivých prevádzkach sú to:

Strojovňa

- o turbínový olej TB46 približne v množstve 5 000 l
- o turbínový olej MOBIL-DTAW 44 v množstve asi 2 000 l
- o nízkotuhnúci olej ON_2, ložiskový olej HLP – HM 32 cca 200 l
- o olej do skrutkových kompresorov RC-R46 asi 200 l

Kotolňa

- o kompresorový olej OPK 100 v množstve 200 l
- o kompresorový olej OK-VC 150 s objemom 200 l
- o turbínový (ložiskový) olej OHHM 46 v množstve 200 l
- o plastické mazivo LT 2 EP v množstve 200 l

Chemická prevádzka

- o NH_4OH (čpavková voda) v dvoch nádržiach s objemom 4 m^3
- o $Ca(OH)_2$ (hydroxid vápenatý) je uskladnený v jednej nádrži s objemom 80 m^3 a v dvoch nádržiach s objemom á 25 m^3
- o NaCl (chlorid sodný) je uskladnený v jednej nádrži o objeme 60 m^3
- o $FeCl_3$ (chlorid železitý) je uskladňovaný v dvoch nádržiach s objemom á 16 m^3 a v jednej nádrži s objemom á 25 m^3
- o 31 % HCl (kyselina chlórovodíková) uskladnená v troch zásobných nádržiach s objemom á 40 m^3 a v jednej nádrži s objemom 80 m^3
- o NaOH (hydroxid sodný) je uskladňovaný v jednej nádrži s objemom á 80 m^3 a v dvoch nádržiach s objemom 16 m^3.

Zhromaždisko nebezpečných odpadov

Podľa vyhlášky 284/2001 Z. z., ktorou sa ustanovuje Katalóg odpadov v TEKO, a. s., sa počíta s nakladaním, resp. vzhľadom na charakter miestnych činností, so vznikom druhov nebezpečných odpadov typu farieb a lakov, tonerov z tlačiarní, absorbentov a filtračných materiálov ropných látok, olovených batérií, nikel-kadmiových batérií, batérií obsahujúcich ortuť a izolačných materiálov na báze azbestu.

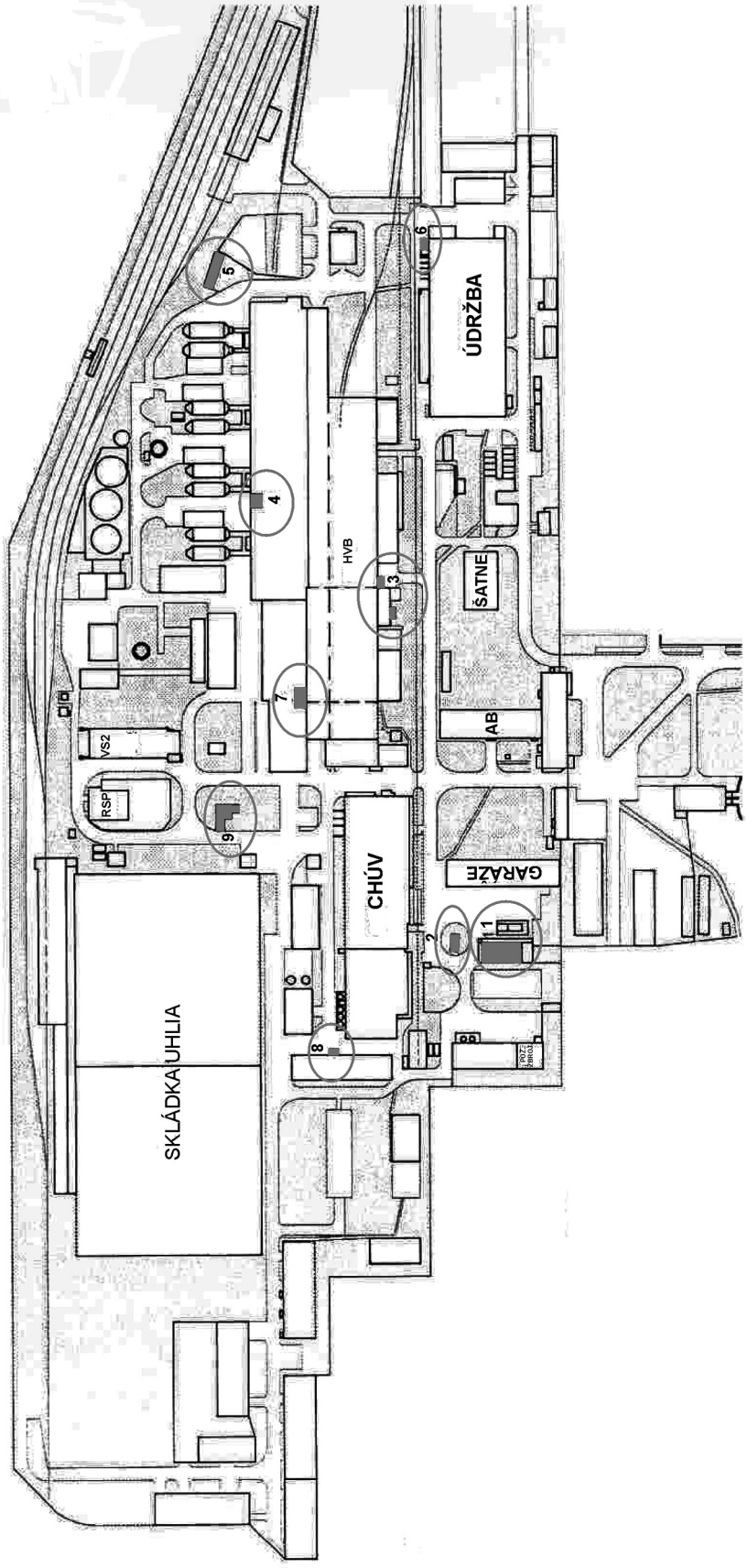
Zhromaždisko odpadových olejov

Charakter nebezpečných tekutých látok ropného pôvodu zhromažďovaných v tomto zariadení má obdobný charakter ako oleje a mazadlá využívané v prevádzkach strojovňa a kotolňa.

Transport znečistenia cez pôdu, nenasýtenú horninovú vrstvu až na hladinu podzemnej vody môže prebiehať rôznym spôsobom. V daných podmienkach to môže byť únik tekutých ropných a iných látok na povrch terénu, ich presakovanie cez nespevnené priepustné plochy do pôdy a následne až na hladinu podzemnej vody. V prípade transportu povrchovými vodami (Hornád a Seligovo jazero) môže k znečisteniu dochádzať aj infiltráciou z týchto vôd do podzemných vôd. Vylúčená tu nie je ani priama kontaminácia podzemných vôd únikom znečistenia z netesností zariadení uložených do saturovanej zóny, najmä kanalizácie.

Záver

Na vytvorenie čo najpresnejšieho obrazu o prúdení podzemnej vody a možného šírenia sa znečistenia v daných podmienkach boli na základe rekonštrukcie pozorovaní hladín podzemnej vody v inžinierskogeologických a hydrogeologických vrtoch starších prieskumných prác vypracované piezometrické mapy, ktoré poskytli podklad na určenie smeru prúdenia podzemnej vody v areáli TEKO.



Obr. 2. Zdroje znečistenia situované v areáli TEKO. 1 – sklad mazív a olejov; 2 – priestor na uloženie prázdnych sudov; 3 – sklad olejov strojovne; 4 – sklad olejov kotolne; 5 – centrálne zhromaždisko nebezpečných odpadov; 6 – prístrešok odpadových olejov; 7 – zhromaždisko nebezpečných odpadov; 8 – prístrešok na odpadové oleje z CHÚV; 9 – centrálne zhromaždisko odpadových olejov.

Fig. 2. Contamination sources located in the area of the Košice heating plant. 1 – the lubricants and oils storage; 2 – space to store empty drums; 3 – oil storage of engine room; 4 – oil storage of boiler room; 5 – the central gathering place of hazardous waste; 6 – shelter of waste oil; 7 – the gathering place of hazardous waste; 8 – the shelter for waste oil from CHÚV; 9 – the central gathering place of waste oils.

Na orientačné kvalitatívne hodnotenie pôdy (vrchnej krycej vrstvy zvodneného kolektora) boli zo 4 bodov situovaných v blízkosti potenciálnych zdrojov znečistenia odobraté vzorky zemín a následne boli analyzované na prítomnosť polutantov typu NEL, toxických kovov a PCB látok. Z ich výsledkov vyplýva, že v ukazovateľoch NEL a PCB prekračuje prítomnosť týchto látok limitné hodnoty kategórie B. Z uvedeného potom vyplýva potreba realizácie podrobného geologického prieskumu životného prostredia za účelom vysvetlenia pôvodu predmetných kontaminantov v zemine.

Na kvalitatívne a kvantitatívne hodnotenie zdrojov podzemnej vody boli využité výsledky starších prieskumných prác hydrogeologického charakteru. Na ich základe možno konštatovať, že areál TEKO sa nachádza v zóne s výskytom dosť silne až silne priepustných piesčitých štrkov. Jedným vrtom – v závislosti od jeho lokalizácie a priepustnosti zvodneného kolektora – je možné získať 2 až 17 $l \cdot s^{-1}$ podzemnej vody. Tá vykazovala veľmi dobré kvalitatívne parametre (podľa NV SR č. 354/2006 Z. z. v rozsahu úplného rozboru pitnej vody) s výnimkou mikrobiologických a biologických ukazovateľov. Dlhodobým čerpaním však spravidla dochádza k degradácii predmetného znečistenia, čoho dôkazom sú výsledky pravidelného sledovania kvality vody v miestnom vodárenskom zdroji (TK-4). Kvalita podzemnej vody z tohto zdroja je až prekvapujúco dobrá vzhľadom na skutočnosť, že sa nachádza v priemyselnej časti Košíc, zaťaženej rôznymi činnosťami produkujúcimi širokú škálu potenciálnych kontaminantov.

Ďalšia časť aplikovaného výskumu bola venovaná štúdiu potenciálnych zdrojov znečistenia so špecifikáciou polutantov nachádzajúcich sa na hodnotenom území a v jeho okolí.

Vyššie uvedený komplex prác poslúžil k návrhu rozsahu a metodiky ďalšej etapy prieskumných prác, ktorými bude možné podrobne overiť stav predmetných zložiek životného prostredia – pôdy a podzemnej vody s vyústením do analýzy environmentálneho rizika.

Táto publikácia vznikla v rámci operačného programu Výskum a vývoj pre projekt *Nové detekčné metódy a technológie pre získavanie nekonvenčných energetických zdrojov Zeme*, kód ITMS 26220220031, spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

References

Alekin, O. A., 1970: Osnovy gidrochimii. *Gidrometeoizdat, Leningrad, 443 s.*

Bedrna, Z., Džatko, M., Juráň, C., Mašát, K. & Očadlík, J., 1988: Bonitácia československých poľnohospodárskych pôd a smery jej využitia, II. diel. *FMZVŽ, Praha 110 s.*

Bočkorová, O., 2004: Havarijný plán. Plán preventívnych opatrení na zamedzenie úniku nebezpečných látok do životného prostredia a na postup v prípade ich úniku. *Manuskript. Archív Tepláreň, Košice.*

Cangár, P., 1992: Košice – Tepláreň, hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Archív KGaM, F BERG TU, Košice, 4 s.*

Cuninka, M., 1977: Košice – Tepláreň II – podrobný inžinierskogeologický prieskum. *Manuskript. Archív KGaM, F BERG TU, Košice, 21 s.*

Frankovič, J., 1965: Hg prieskum náplavov Hornádu v úseku Gyňov – štátna hranica II, podrobný prieskum. *Manuskript. Archív KGaM, F BERG TU, Košice.*

Frankovič, J.,1969: Povodie Hornádu – limnigrafické sondy, IGP a HGP. *Manuskript. Archív ŠGÚDŠ, Bratislava.*

Frankovič, J. & Saboová, A., 1979: Košice-juh, artézske horizonty – hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Archív KGaM, F BERG TU, Košice.*

Gazda, S., 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. *Hydrogeologická Ročenka 1969 – 1970, Praha – Brno, 122 – 126.*

Gíret, A.,1962: Tepláreň Košice – všeobecné posúdenie geologických a hydrogeologických pomerov staveniska. *Manuskript. Archív KGaM, F BERG TU, Košice, 6 s.*

Grech, J. & Polák, R., 1986: Kvartér Košickej kotliny v povodí Hornádu – hydrogeologický rajón NQ 125. Záverečná správa. *Manuskript. Archív ŠGÚDŠ, Bratislava.*

Halešová, A. et al., 1984: Hydrogeologická štúdia. Neogén a kvartér východnej časti Košickej kotliny. *Manuskript. Archív KGaM, F BERG TU, Košice.*

Jetel, J., 1996: Hydrogeologia. *In: Kaličiak, M. et al. (ed.): Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť. GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, Bratislava, 123 – 158.*

Kaličiak, M., Baňacký, V., Janočko, J., Karoli, S., Petro, Ľ., Spišák, Z., Vozár, J. & Žec, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť. *GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, Bratislava.*

Malík, P. & Švasta, J., 2002: Hydrogeologické regióny. *In: Miklós, L. (ed.): Atlas krajiny Slovenskej republiky. MŽP SR – SAŽP, Bratislava, 104 s.*

Mazúr, E. & Lukniš, M., 1986: Geomorfologické jednotky. *In: Miklós, L. (ed.): Atlas krajiny Slovenskej republiky. MŽP SR – SAŽP, Bratislava, 88 s.*

Miklós, L. (ed.), 2002: Atlas krajiny Slovenskej republiky. *MŽP SR, Bratislava.*

Struňák, V., 1961: Hydrogeologický prieskum náplavov Hornádu pod sútokom s Torysou. *Manuskript. Archív ŠGÚDŠ, Bratislava.*

Šindler, M., 1962: Hydrogeologický prieskum náplavov rieky Torysy. *Manuskript. Archív ŠGÚDŠ, Bratislava.*

Šindler, M., 1988: Košice – prípravná štúdia o hg. preskúmanosti a problematike využívania podzemnej vody. *Manuskript. Archív ÚGV, F BERG TU, Košice.*

Švasta, M., 1963: Tepláreň Košice – stavenisko, inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Archív ÚGV, F BERG TU, Košice, 29 s.*

Tometz, L., 2004: Tepláreň Košice – geologický prieskum životného prostredia. *Manuskript. Archív ÚGV F BERG TU, Košice, 41 s.*

Tometzová, M., 1983: Košice – Tepláreň, hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Archív ÚGV, F BERG TU, Košice, 11 s.*

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

Rukopis doručený 3. 6. 2012
Revidovaná verzia doručená 17. 9. 2012
Rukopis akceptovaný red. radou 26. 11. 2012

Impact of operation of the Košice heating plant on rock environment and groundwater

The Košice heating company (TEKO) has already provided the heat and electricity for the town of Košice and its surroundings for more than thirty years. As every industrial unit, also the TEKO may be potential source of the soil and groundwater contamination.

A detail archive research from available archive documents dealing with geological, engineering-geological and hydrogeological conditions in the area of TEKO, as well as the field and laboratory works have provided a set of suitable data for processing of the results, gained by evaluation of individual environmental elements. This also yielded data necessary for proposal of the next research phase.

The groundwater regime was evaluated by measurements of original survey works (Švasta, 1963; Cuninka, 1977; Tometzová, 1983; Cangár, 1992). The aquifer is represented by the Quaternary gravels. These are overlain by loams, sandy loams and loamy gravels with approx. thickness 2 m. The Quaternary sediments (loam and gravel) are from the depth 9–10 meters underlain by Neogene clays. The groundwater level was during drilling works found in 3–4 meters depth below surface and it was later stabilized in approximately the same depth suggesting aquifer with unconfined water level. General flow direction is depicted in Fig. 1.

One of the important factors for convective transfer of contamination is a hydraulic parameter of rocks. For the estimation of basic hydraulic parameters – coefficient of transmissivity *T* and coefficient of hydraulic conductivity *k* in the given example of the aquifer in the TEKO area, we came out from the results of aquifer tests performed in older hydrogeological wells.

The values of given hydrogeological parameters and data from aquifer tests are presented in Tab. 1.

For quantification of the groundwater volume, flowing in the profile transverse to the evaluated area, we used basic law of its flow – Darcy law.

Geochemical characteristics of the soils in the evaluated area were determined for information purposes only by analyses of 4 soil samples taken from the upper part of the soil in the 0.0–0.5 m depth interval below surface. The sampling sites are depicted in Fig. 1. The analyses of sampled soils were aimed at findings of non-polar extractible components (NEL), toxic metals ($Cr_{tot.}$, Cu, Pb, As, Cd, Hg, Sb) and polychlorine biphenils (PCB). Analysed NEL and PCB showed increased volumes in soils. The laboratory results are shown in Tab. 2.

The groundwater samples taken from hydrogeological wells (particularly from the well TK-4) show surprisingly good quality in the conditions of the industrial zone (NV SR No. 354/2006 Coll. in full scale analysis of drinking water). The protection of the well TK-4 is particularly important due to the fact that it is a source of drinking water. Potential sources of the soil and groundwater contaminations are depicted in Fig. 2.

The presented complex of works is a contribution to the proposal of size and methodology for next investigation phase that will serve for a detail verification of given constituents of the environment – soil and gorundwater, and will conclude by the analysis of environmental risk.

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 44, č. 3

Obsah – Content

Pilotný projekt na ukladanie CO_2 Hontomín, Kastília León, Španielsko 1

Geológ a sedimentológ profesor Michal Kováč oslávil 60 rokov 4

Recenzia publikácie: Ochrana a využívanie prírodných zdrojov 7

Pilotný projekt na ukladanie CO_2 Hontomín, Kastília León, Španielsko

Pilot project for CO_2 storing, Hontomín, Kastília León, Spain

ĽUDOVÍT KUCHARIČ

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava, SK-817 04, Slovenská republika

Abstract: *The storage of CO_2 at the village of Hontomín in northern Spain is based on pilot project Compostilla OXYCFB300, being co-financed by the 7th Framework Programme of EU. The reservoir horizon is represented by Jurassic dolomitized limestones with high porosity, being present in the depth 1 400 m. The reservoir is sealed by Liassic and Dogger marls and black shales. The area is known for oil production from the 1960s. To date, the CO_2 storage in this locality is at the very beginning, with injected app. 1,000 tonnes of CO_2. It is assumed that in five years the very valuable data will be available and applicable for other possible CO_2 repositories in carbonatic rock environment.*

Key words: *CO_2 repository, carbonates, monitoring, Hontomín*

Problematika podzemného ukladania CO_2 je vo svete a v Európe považovaná za jednu z podstatných technológií slúžiacich na znižovanie nepriaznivých účinkov klimatickej zmeny (globálneho otepľovania). Európska komisia (EK) vyčlenila na účel budovania tzv. pilotných a demonštračných projektov, so zámerom vytvorenia vedomostnej bázy a testovania celého reťazca CCS (Carbon Capture and Storage – zachytávanie, preprava a ukladanie oxidu uhličitého) prostredníctvom rôznych technologických procesov a v rôznych geologických podmienkach, sumu takmer 1,5 mld €. Pôvodným zámerom EK bolo otvoriť 12 projektov na území EÚ. Finančné krytie malo byť saturované z obchodu s emisiami (NER 300 – fond pre technológiu CCS v EÚ, vytvorený predajom 300 mil. ton CO_2) pri modeli financovania 50 : 50 (EK : príslušný štát). V dôsledku krízového vývoja v posledných štyroch rokoch sa počet projektov redukoval na 6, pričom s výnimkou Poľska všetky sú situované v západnej Európe. Konzorcium projektu CGS Europe (Carbon Geological Storage) sústreďujúce 24 subjektov z členských a 4 subjekty z asociovaných krajín EÚ, ktoré slúžia na výmenu a prehĺbenie informácií v danej problematike (koordinačná akcia 7. RP EÚ), bolo prvou oficiálnou odbornou návštevou v lokalite, kde sa CO_2 začalo ukladať.

Dedinka Hontomín, ležiaca v severnom Španielsku v autonómnom spoločenstve Kastília León, v provincii Burgos (asi 250 km na sever od Madridu a 30 km na sever od Burgosu), v ktorej žije 40 obyvateľov (!), sa stala známou vo vedeckých kruhoch EÚ zaoberajúcich sa aktivitami CCS ako lokalita pre podzemné ukladanie CO_2. Je to súčasť pilotného projektu Compostilla OXYCFB300 (realizátor ENDESA – najväčšia energetická spoločnosť Španielska), ktorý spolufinancuje Európska komisia zo 7. rámcového programu a realizuje inštitúcia CIUDEN (štátny výskumný a vývojový subjekt vytvorený španielskou štátnou správou v roku 2006).

Výskum je zameraný na tri kľúčové oblasti:

– charakteristika rezervoára pre trvalé uloženie v slanom akvifere,

– modelovanie dlhodobého správania sa CO_2 v akvifere, vrátane stanovenia integrity rezervoára, verifikácie a bezpečnosti,

– výskum technológie požadovanej pre injektáž CO_2 a dlhodobý monitoring úložiska.

V bloku prednášok a v krátkej terénnej exkurzii zástupcovia riešiteľskej organizácie predstavili geologickú situáciu, spektrum a postup geologických prác na úložisku, ako aj zámery v najbližšom období.

Vlastné úložisko je situované v nadloží variského Iberského masívu v pomerne plytkej antiklinálnej štruktúre (sklon ramien do 20°) vytvorenej alpínskou orogenézou počas kriedy na rozhraní neogénnych bazénov Duero a Ebro. (Pozn.: v geologicky krátkom čase sa očakáva načapovanie povodia rieky Duero riekou Ebro.). Rezervoárový horizont úložiska je tvorený jurskými dolomitizovanými vápencami, nachádzajúcimi sa v hĺbke okolo 1 400 m, s vysokou porozitou. Tesnenie rezervoára zabezpečujú nadložné Liasové a Doggerské sliene a čierne bridlice. Petrofyzikálne vlastnosti zistené z vrtov a doteraz vykonaných metód naznačujú adekvátne hodnoty porozity a permeability v rezervoárovom horizonte, ako aj dostatočné tesniace parametre v jeho nadloží, oprávňujúce využiť štruktúru na projektovaný zámer. Na druhej strane štruktúrou prebieha dokázaný zlom, ktorého tesniaci charakter nie je celkom preukázateľný. Mezozoické sekvencie Duero bazénu sú okrem toho hlavným cieľom pre získavanie geotermálnej energie.

Oblasť bola známa produkciou ropy, na ložisku Hontomín ťažila od šesťdesiatych rokov minulého storočia spoločnosť Chevron. Prieskumné práce v prvom decéniu tohto tisícročia neboli úspešné napriek navŕtaniu vhodnej štruktúry, pretože tá neobsahovala ropu. Zrejme aj tento aspekt prispel k využitiu lokality na účely CCS (obr. 3).

Projekt je na úplnom počiatku, zatiaľ bolo injektovaných asi 1 000 ton CO_2. Momentálne je určený statický model (nulová verzia úložiska) v 3D zobrazení, na konštrukciu ktorého boli použité vedomosti zo základnej a štruktúrnej geológie, štúdia petrofyzikálnych vlastností hornín, výsledky 3D reflexnej seizmiky, 3D magnetotelurickej metódy, ako aj veľmi presnej gravimetrie. Využívané budú (medzi injektážnym a monitorovacím vrtom) elektrická odporová tomografia a elektromagnetická metóda.

Ako kľúčová metóda na sledovanie pohybu injektovaného plynu bude využitá 4D seizmika.

Okrem bežných hydrogeohydraulických testov budú realizované špecifické CO_2 testy so zameraním sa na optimalizáciu injektovacieho tlaku a intenzitu injektáže.

Na povrchový monitoring sa využívajú hydrogeologické a hydrochemické testy, bioindikátory, InSAR techniky (interferometrické satelitné radarové prístroje), pasívna seizmika a taktiež sú sledované úniky prirodzeného CO_2.

Využité budú mikroseizmické a stabilitné pozorovania.

Niet pochýb, že na uvedený účel je použitá najmodernejšia súčasná technika, ktorá by mala zaručiť „prísun“ relevantných údajov na charakteristiku pohybu a správania sa mraku CO_2 v úložisku, ako aj na monitorovanie tesnosti úložiska.

Z diskusií počas prednášok, ale aj z neformálnych rozhovorov so zodpovednými pracovníkmi počas krátkej exkurzie vyplynuli niektoré otázky, ktoré sú nielen otvorené, ale vzhľadom na celkovú situáciu v lokalite pomerne prekvapujúce. Autor tu vyjadruje len svoje impresie, ktoré by sa po ďalších rozhovoroch možno vysvetlili:

• Úložisko je súčasťou integrovaného CCS projektu Compostilla OXYCFB300 (elektráreň je v blízkosti rovnomenného mesta s počiatočným výkonom 30 MW s postupným nárastom do 300 MW), kde sa predmetný plyn v sequestračnej jednotke bude oddeľovať tzv. oxyfuel technológiou. Len prvá fáza projektu – vývoj technológie – si vyžaduje sumu 180 mil. € (to je príspevok EK). Testovať sa má aj prepravný systém. Príslušní špecialisti na ukladanie vyslovili obavu, ako dostanú CO_2 k ložisku a ako aktuálny typ transportu im nateraz musí vystačiť transport cisternami. Pre pilotné, možno aj demonštračné štádium by to možno postačilo. Z toho ale vyplýva, že časová následnosť jednotlivých článkov reťaze CCS (zachytávanie, transport, ukladanie) nie je optimálne nastavená a vyladená.

• Pri otázke o úložnej kapacite – pýtal sa autor príspevku – znela odpoveď – do 4 mil. ton. (Pre nezainteresovaného čitateľa dokladáme, že Španielsko produkuje ročne do 350 mil. ton emisií CO_2, tak je jasné, že posun tohto projektu do priemyselnej škály nie je reálny.) Predpokladaný rozpočet na časť ukladania je viac ako 80 mil. €.



◀ **Obr. 1.** Lokalizácia Hontomína.

Fig. 1. Location of the village of Hontomín.



Obr. 2. Hlavná ulica Hontomína.

Fig. 2. The main street of the village of Hontomín.



Obr. 3. Stále aktívne čerpadlo ropy v lokalite Hontomín.

Fig. 3. Still active crude oil pump in locality of Hontomín.



Obr. 4. Spôsob ochrany registračného zariadenia.

Fig. 4. Protection of recording device.

• O to prekvapujúcejšie je zistenie, že firma ENDESA hľadá v okolí ďalšie úložisko, ktoré by mohlo byť využívané ako priemyselné. Je to nepochopiteľné, pretože vyťažených uhľovodíkových štruktúr v tomto produkčnom regióne musí byť nesporne viac a s oveľa vyššou ukladacou kapacitou ako predmetný Hontomín, pričom sa ponúka ekonomicky výhodné a pri rope aj prakticky realizovateľné doťaženie ložiska. Štúdie a praktické skúsenosti naznačujú, že čas od prieskumných prác až po praktické otvorenie úložiska CO_2 v priemyselnej škále môže presiahnuť aj obdobie desiatich rokov. Uvedená stratégia je okrem toho finančne náročnejšia než zdanlivo pohodlný posun z pilotného štádia do priemyselnej škály v tom istom objekte. (Na Slovensku takéto štruktúry máme zistené.)

• Blízkosť injektážneho a monitorovacieho vrtu – 80 m pri hĺbke cca 1 500 m – kladie veľké nároky na správnu technológiu vŕtania, pretože môže dôjsť k nežiaducim odchýlkam od pôvodného smeru. Pomer vzdialenosti a hĺbky vrtov, aj keď nie pri príliš šikmom priebehu vrstevnatosti k osi vrtu, môže v určitých reláciách vyústiť do neželateľného výsledku, ak máme na mysli vzájomnú pozíciu obidvoch vrtov v ich konečnej hĺbke vo vzťahu k pohybu mraku plynu v rezervoári.

• V každom prípade však v horizonte piatich rokov budú k dispozícii veľmi cenné údaje, využiteľné pri ďalších úložiskách v karbonátovom prostredí, ak sa v nich v takomto horninovom prostredí bude uvažovať a ak budú financované. Je nesporné, že okrem hlavného cieľa budú zistené podporné údaje zo štruktúrnej geológie, dynamiky správania sa CO_2 v rezervoári v závislosti od intenzity injektáže, teplôt a tlakov, ako aj podielu jednotlivých druhov záchytu v interakcii plyn – karbonát.

• Svet – Európa a Španielsko o to viac – bojuje s následkami ekonomickej krízy, ale zdá sa, že napriek tomu sú určité projekty možné, ak sú „tlačené“ cez správne lobistické kanály. Aj keď je kofinancovanie EÚ 50 %, domáce náklady (španielskej strany) sú enormné a predstaviť si niečo podobné v slovenských podmienkach je aj teoreticky nemožné.

• Zostáva nám len veriť, že takto získané nie lacné informácie španielskymi kolegami, na ktoré sa budeme pozerať so zdravou porciou závisti, budú v budúcnosti dostupné aj pre ostatnú odbornú komunitu, aby sa pri možnom progrese potláčania nepriaznivých účinkov klimatickej zmeny optimalizoval nielen vedecký, ale aj ekonomický prístup v tejto ekonomicky mimoriadne náročnej technológii.

• Konzorcium projektu CGS EUROPE (obr. 4) zaželalo španielskym kolegom v ich úsilí mnoho trpezlivosti a nových vedeckých zistení, ktoré by mohli byť využiteľné nielen v problematike CCS.



Obr. 5. Konzorcium projektu CGS Europe v lokalite Hontomín.

Fig. 5. The CCS Europe project consortium in locality of Hontomín.

Geológ a sedimentológ profesor Michal Kováč oslávil 60 rokov

Greetings to 60th birthday of Professor Michal Kováč



Prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc., pracovník Katedry geológie a paleontológie, PriF UK v Bratislave sa narodil 11. 9. 1952 v Zlatých Moravciach. Štúdium geológie ukončil na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Karlovej v Prahe, kde v roku 1976 získal titul doktora prírodných vied. Po ukončení štúdia nastúpil na Geologický ústav SAV. Tu v roku 1980 ukončil doktorandské štúdium a do roku 1994 pokračoval vo vedeckej činnosti ako samostatný vedecký pracovník. V roku 1994 nastúpil na pozíciu vedúceho Katedry geológie a paleontológie PriF UK v Bratislave. Túto pozíciu zastával do roku 2003, keď sa stal prodekanom pre vedecko-výskumnú činnosť PriF UK. Na poste prodekana zotrval do roku 2010.

Prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc., je významná, európsky uznávaná osobnosť terciérnej geológie alpsko-karpatsko-panónskej oblasti. Vytvoril geodynamický model neogénneho vývoja Západných Karpát a je zároveň autorom paleogeografických, palinspastických máp tohto územia v miocéne. Významnou mierou sa podieľal na definovaní prostredia vzniku usadenín a na modeloch zapĺňania viedenskej, dunajskej a východoslovenskej panvy. Viedol množstvo domácich a zahraničných projektov, je školiteľom desiatok diplomantov a doktorandov. Bol a je členom mnohých medzinárodných a domácich vedeckých asociácií, odborných komisií a redakčných rád. Za jeho činnosť mu boli udelené viaceré domáce a zahraničné ocenenia. Na PriF UK vedie kolektív pre výskum a analýzu neogénnych paniev (sedimentológia, paleontológia, štruktúrna geológia, geofyzikálne vyhodnotenie). V databáze publikačnej činnosti má 318 záznamov publikácií z domácich a zahraničných vydavateľstiev s viac ako 1 400 ohlasmi. Okrem pedagogickej a vedeckej práce má dlhodobú spoluprácu s firmami na vyhľadávanie a ťažbu uhľovodíkov, geológiu zásobníkov; zúčastňuje sa príprav bezpečnostných správ pre atómové elektrárne Jaslovské Bohunice a Mochovce.

Vedecká činnosť

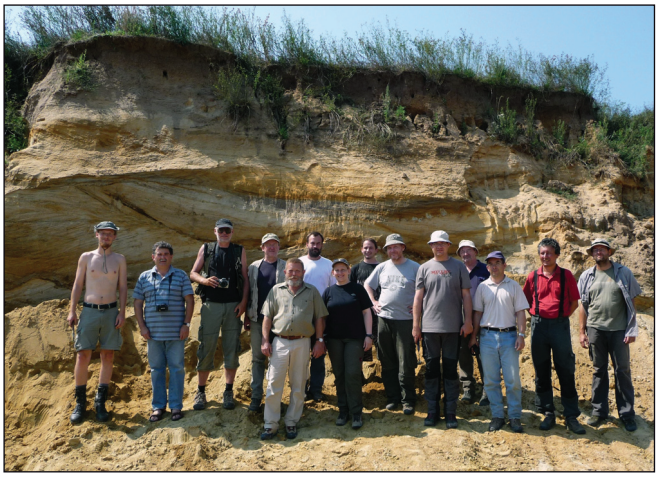
V rokoch 1995 – 2005 sa Michal Kováč venoval práci na úspešne ukončených grantoch VEGA, ktoré aj viedol: (a) Syntéza geologickej stavby slovenských Západných Karpát, (b) Sekvenčná stratigrafia a depozičné systémy neogénnych paniev Západných Karpát, (c) Biodiverzita a biotopy mladšieho kenozoika Západných Karpát ako odrazu paleogeografických a klimatických zmien. Ďalej bol spoluriešiteľom na projektoch VEGA: (a) Vývoj flyšových paniev v sutúre deštruktívneho okraja orogénu a akrečnej prizmy na východnom Slovensku, (b) Sedimentárny a subsidenčný vývoj mezo- a kenozoických sedimentačných paniev v Západných Karpatoch, (c) Národné a referenčné stratotypy mezo- a kenozoických chrono- a litostratigrafických jednotiek, (d) Mezoalpínska kolízia a tektogenéza paniev – procesy sedimentácie, konzumácie substrátov a formovania oroklinálneho oblúka Západných Karpát, (e) Zmeny paleogeografie karpatských paniev v období transformácie Tetýdy na Paratetýdu: sedimentologické, klimatické a tektogenetické prejavy a (f) Faciálna analýza mezozoických a terciérnych sedimentárnych sekvencií – kľúč k pochopeniu vývoja recentných prostredí. Kladne bol hodnotený aj grant KEGA 3/0108/02 Geologická stavba a vývoj Západných Karpát, ktorého výstupom bola vysokoškolská učebnica: Kováč, M. & Plašienka, D. a kol., 2003: Geologická stavba oblasti na styku Alpsko-karpatsko-panónskej sústavy a priľahlých svahov Českého masívu, 5 – 85, (ISBN 80 – 223 – 1578 – 8).

V rokoch 1999 až 2006 bol zodpovedným riešiteľom projektu MŠ SR – trilaterálnej spolupráce Slovensko – Maďarsko – Rakúsko „Neotektonický vývoj alpsko-karpatsko-panónskej oblasti a jeho vplyv na environmentálne riziká“ a zodpovedným riešiteľom čiastkovej úlohy „Viedenská panva“ v projekte MŽP SR – „Tektonogenéza sedimentačných paniev Západných Karpát“. V rokoch 2002 – 2006 bol vedúcim kladne hodnoteného vedeckotechnického projektu VTP MŠ SR „Ekosystémy vrchného miocénu, pliocénu a kvartéru – indikátor veku a klimatických zmien“.

V rokoch 2006 – 2011 viedol projekt APVV-LPP 012006 Sekvenčná stratigrafia a depozičné systémy usadenín stredného miocénu na základe štúdia kľúčových oblastí v severnej časti Viedenskej panvy, ďalej sa zúčastnil prác na projektoch (a) APVV 015806 Neotektonická aktivita územia Západných Karpát, (b) APVV 51 011305 Biochronológia mezozoických a kenozoických súvrství Západných Karpát: globálne eventy vo vývoji planktónu a ich stratigrafická kalibrácia, (c) APVV–ESF-EC-0006-07 (SOURCE & SINK) Od výzdvihu k poklesu: integrované hodnotenie prírodných hrozieb prostredníctvom kvantifikácie transportu materiálu z pohorí do aktívnych sedimentárnych paniev, (d) APVV ESF-EC-0009-07 (VAMP): Tektonické a klimatické zmeny v Indo-eurázijskej kolíznej zóne v období mladších treťohôr, (e) viedol grant VEGA 1/0483/10 Paleogeografia, paleoekológia a biodiverzita limnických miocénnych sedimentov uhoľných paniev Slovenska. Od roku 2012 je vedúcim projektu APVV 0099-11 Vývoj depozičných systémov Dunajskej panvy a člen kolektívu projektu APVV0625-11 Nová syntéza vývoja reliéfu

Západných Karpát – príprava databázy pre testovanie kľúčových hypotéz.

V súvislosti s potrebami praxe M. Kováč bol a je zodpovedným vedúcim desiatok úloh zameraných na analýzu a vyhodnotenie vrtných jadier z oblasti viedenskej, dunajskej a východoslovenskej panvy. V rokoch 2005 – 2006 bol vedúcim projektu ESF (Európsky sociálny fond): „Prírodovedné vzdelávacie centrum – nástroj vzdelávania pre potreby trhu práce"; Celoživotné odborné vzdelávanie a príprava pracovníkov v oblasti geovied (nové metódy a výsledky výskumu v geológii Západných Karpát). Ako riešiteľ sa podieľal a podieľa na príprave bezpečnostných správ o možnom seizmickom ohrození atómových elektrární Jaslovské Bohunice a Mochovce (časť geológia), v rámci čoho absolvoval 4-týždňový kurz v Japonsku z poverenia Ústavu jadrového dozoru SR.



Členstvo v medzinárodných projektoch

V 80. rokoch pracoval na projekte IUGS RDP: Neogene paleogeographic atlas of Central and Eastern Europe a bol členom Mnohostrannej spolupráce akadémií PK IX, téma 5, ďalej sa zúčastnil prác na IGCP projektoch č. 326 (J. Seneš, vedúci projektu) a 329 (R. Krstič, vedúca projektu) Paleogeographic and paleoecologic evolutions of Paratethyan basins during Neogene and their correlation to the global scales – palinospastic reconstruction of the Central Paratethys. V rokoch 1994 – 1999 sa zapojil do aktivít projektu EUROPROBE, každoročných pracovných stretnutí skupín ALCAPA a neskôr PANCARDI (Č. Tomek, vedúci projektu). V rokoch 1997 – 2000 sa zúčastnil prác na projekte PERITETHYS (J. Dercourt, vedúci projektu). V rokoch 2000 – 2006 bol zapojený do projektu EEDEN (Evolution and Ekosystems dynamics of Euroasian Neogene) v rámci ESF (European Science Foundation). Od roku 2007 sa venoval výskumu v rámci medzinárodnej európskej iniciatívy EUROCORES – TOPOEUROPE, kde boli agentúrou APVV podporené dva projekty, a to ESF-EC-0006-07 (akronym projektu SOURCE & SINK): Od výzdvihu k poklesu: integrované hodnotenie prírodných hrozieb prostredníctvom kvantifikácie transportu materiálu z pohorí do aktívnych sedimentárnych paniev (From source to sink: integrated natural hazard assessment through the quantification of mass transfer from mountain ranges to active sedimentary basins) a ESF-EC-0009-07 (akronym projektu – VAMP) Tektonické a klimatické zmeny v Indo-eurázijskej kolíznej zóne v období mladších treťohôr (Tectonic and climatic changes in the India-Eurasia collision zone during the Late Tertiary).



Vedecká výchova a pedagogická činnosť

V rokoch 1995 – 2012 viedol viacero diplomantov a desiatich doktorandov. Na Katedre geológie a paleontológie PriF UK Bratislava prednáša štátnicový voliteľný predmet sedimentológia, ďalej sa podieľal na prednáškach Analýza paniev, Sekvenčná stratigrafia, Mezozoicko-kenozoický vývoj Západných Karpát, Paleogeografia terciéru, Všeobecná geológia a Terénne cvičenia z regionálnej, ložiskovej a environmentálnej geológie a viedol preddiplomový seminár. Na Katedre geológie a paleontológie PřF MU Brno sa podieľa na prednáške Alpínsky vývoj Západných Karpát.

Členstvo v domácich univerzitných a vedeckých komisiách

M. Kováč je garant a člen komisie pre štátne skúšky študijného odboru 12-01-9 geológia, garant a predseda stálej komisie pre obhajoby doktorských dizertačných prác vo vednom odbore 4-1-33 tektonika v študijnom programe všeobecná geológia. Bol členom vedeckej rady GIÚ SAV 1990 – 1991, vedúci sedimentologickej skupiny pri SGS (Slovenská geologická spoločnosť) 1993 až 2000, člen Kolégia dekana PriF UK Bratislava od roku 1995, v rokoch 1997 – 2006 člen NGK (Národný geologický komitét), od roku 1998 až 2002 predseda národnej sedimentologickej skupiny pri KBGA (Karpatsko-balkánska geologická asociácia), od roku 1999 člen AGS (Asociácia geológov Slovenska), v rokoch 1999 – 2002 člen Kolégia SAV pre vedy o Zemi a vesmíre, od roku 2000 až doteraz člen vedeckej rady PriF UK

a od roku 2006 až doteraz člen Slovenskej geologickej rady pri Ministerstve životného prostredia SR. Od roku 2011 je členom SKVH pri MŠ SR.

Funkcie a členstvo v medzinárodných organizáciách a výboroch

V rokoch 1990 – 2009 bol členom vedenia RCMNS – Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, od roku 1991 člen výboru SNS – Subcomision on Neogene Stratigraphy. V rokoch 2001 – 2006 bol členom vedenia projektu ESF – EEDEN (Evolution and Ekosystems dynamics of Euroasian Neogene).

Funkcie a členstvo v redakčných radách

V roku 2008 prevzal predsedníctvo redakčnej rady Acta Geologica Universitatis Comenianae a od roku 2009 je predseda novovzniknutej redakčnej rady nástupníckeho časopisu AGEOS – Acta Geologica Slovaca. Je člen redakčnej rady medzinárodných geologických časopisov Acta Geologica Hungarica a Geologica Carpathica, člen redakčnej rady Slovak Geological Magazine.

Vedecká škola

Prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc., je pokračovateľom vedeckej školy doc. RNDr. Jána Seneša, DrSc., ktorý významne ovplyvnil jeho geologickú kariéru predovšetkým v oblasti spolupráce na medzinárodných korelačných projektoch. Vedecký rast menovaného ovplyvnili aj ďalšie osobnosti: prof. RNDr. Rostislav Brzobohatý z MU v Brne, doc. RNDr. Ivan Cícha, DrSc., z ČGU v Prahe, prof. Fritz Steininger a Fred Rögl z Viedenskej univerzity, prof. Géza Hámor z MAFI v Budapešti, prof. Nestor Oszczypko z Jagelovskej univerzity v Krakove, prof. Johan Meulenkamp z Utrechtskej univerzity, prof. Ján Šefara, DrSc., prof. Milan Mišík, DrSc., doc. Viliam Sitár, CSc., a prof. Ivan Kraus, DrSc., z PriF UK, doc. RNDr. Dionýz Vass, DrSc., zo ŠGÚDŠ v Bratislave a mnohí ďalší. Multidisciplinárne geovedné zameranie vedeckej činnosti jubilanta viedlo k spolupráci s veľkým množstvom špecialistov z najrozličnejších odborov geológie, geofyziky a geografie. Počas svojej 40 ročnej praxe viedol viaceré kolektívy mladých pracovníkov – budúcich špecialistov, ktorí ho považujú za tvorcu vedeckej školy venovanej geodynamike a výskumu neogénnych paniev z rôznych aspektov (dôkazom toho je, okrem iného, bohatá publikačná činnosť – viac ako 80 prác s autormi mladšími o 10 – 25 rokov). Sem patria predovšetkým jeho doktorandi, ale aj ďalší mladší kolegovia, ako RNDr. Ivan Baráth, CSc., RNDr. Alexander Nagy, CSc., RNDr. Radovan Pipík, PhD., Mgr. Ľubomír Sliva, PhD., RNDr. Rastislav Vojtko, PhD., RNDr. Natália Hudáčková, PhD., RNDr. Eva Halásová, CSc., RNDr. Marianna Kováčová, PhD., Mgr. Peter Joniak, PhD., Mgr. Bohuslava Sopková, PhD., Mgr. Jana Hlavatá, PhD., Mgr. Rastislav Synak, Mgr. Silvia Králiková a mnohí ďalší.

Ocenenia

V r. 2000 mu bola za „mimoriadne úsilie a vynikajúce výsledky v prospech PriF UK“ udelená Pamätná medaila PriF UK pri príležitosti 60. výročia jej založenia. V roku 2002 mu bola udelená Pamätná medaila Geofyzikálneho ústavu SAV vydaná pri príležitosti 100. výročia založenia observatória v Hurbanove za zásluhy v rozvoji seizmického výskumu na Slovensku a medaila vydaná rektorom Slovenskej technickej univerzity pri príležitosti jubilea 240 rokov vysokého technického školstva na Slovensku. V roku 2005 mu Slovenská geologická spoločnosť udelila Medailu Jána Slávika za „významný prínos k poznaniu geológie Západných Karpát a za dlhoročnú aktívnu prácu v SGS“ a cenu Slovenskej geologickej spoločnosti za najvýznamnejšiu prácu za roky 2001 – 2004 (Kováč, M., Bielik, M., Hók, J., Kováč, P., Labák, P., Moco, P., Plašienka, D., Šefara, J. & Šujan, M., 2002: Seismic activity and neotectonic evolution of the Western Carpathians (Slovakia). In: Cloetingh, S. A. P. L., Horváth, F., Bada, G. & Lankreijer, A. C. (eds.): Neotectonics and seismicity of the Pannonian basin and surrounding orogens. EGS Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 3, 167 – 184). V roku 2009 mu bolo na 13 kongrese RCMNS udelené čestné uznanie za fundamentálny prínos k poznaniu geodynamiky Centrálnej Paratetýdy (Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy – in recognition of his fundamental contribution to the understanding of the Paratethys geodynamics).

Pri príležitosti jeho životného jubilea, na návrh Geologickej sekcie, mu dekan PriF UK udelil Medailu D. Andrusova, a to za mimoriadny vedecký prínos jeho vedeckého výskumu geodynamiky neogénu strednej Európy, predovšetkým poznania geologickej stavby ZK paniev, neogénnych sedimentárnych prostredí, ďalej za vynikajúce výsledky v sedimentologickom, paleogeografickom a stratigrafickom výskume, za jeho vysokú angažovanosť v pedagogickom procese, v organizovaní vedeckých podujatí, pri riešení vedecko-výskumných projektov a tiež za propagáciu slovenského sedimentologického výskumu na významných domácich i medzinárodných vedeckých podujatiach.

Vzácnemu jubilantovi, spolupracovníkovi a priateľovi želáme do ďalších rokov života predovšetkým dobré zdravie, pohodu a spokojnosť v osobnom živote a mnoho elánu a chuti do ďalšej tvorivej práce, ktorú má rád a ktorá ho napĺňa.

D. Reháková
za kolektív Katedry geológie a paleontológie

Najvýznamnejšie publikácie

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kováč, M., 1992: Tertiary tectonic evolution of the Intra Carpathian area: A model. *Tectonophysics, 208, 1 – 3, 221 – 241.*

Kováč, M., Nagymarosy, A., Soták, J. & Šutovská, K., 1993: Late Tertiary paleogeographic evolution of the West Carpathians. *Tectonophysics, 226, 1 – 4, 401 – 416.*

Lankreijer, A., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hlôška, M. & Biermann, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube Basins: Thin skinned versus thick skinned extension. *Tectonophysics, 252, 433 – 451.*

Kováč, M., Kováč, P., Marko, F., Karoli, S. & Janočko, J., 1995: The East Slovakian Basin: A complex back arc basin. *Tectonophysics, 252, 453 – 466.*

Meulenkamp, J. E., Kováč, M. & Cicha, I., 1996: On Late Oligocene to Pliocene depocenter migrations and the evolution of the Carpathian-Pannonian system. *Tectonophysics, 266, 301 – 317.*

Kováč, M., Nagymarosy, A., Oszczypko, N., Slaczka, A., Csontos, L., Marunteanu, M., Matenco, L. & Márton, M., 1998: Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. *In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geol. Survey of Slovak Republic, Bratislava, 189 – 217.*

Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. *Veda, Bratislava, 5 – 203.*

Kováč, M. & Plašienka, D., et al., 2002: Geological structure of the Alpine – Carpathian – Pannonian junction and neighbouring slopes of the Bohemian Massif. *Comenius University, Bratislava, 5 – 84.*

Kováč, M., Andreyeva-Grigorovich, A., Brzobohatý, R., Fodor, L., Harzhauser, M., Oszczypko, N., Pavelic, D., Rögl, F., Saftic, B., Sliva, L. & Stránik, L., 2003: Karpatian paleogeography, tectonics and eustatic changes. *In: Brzobohatý, R., Cicha, I., Kováč, M. & Roegl, F. (eds.): Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. Brno, 49 – 72.*

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

Kováč, M., Baráth, I., Fordinál, K., Grigorovich, A. S., Halásová, E., Hudáčková, N., Joniak, P., Sabol, M., Slamková, M., Sliva, L., Töröková, I. & Vojtko, R., 2006: Late Miocene to Early Pliocene sedimentary environments and climatic changes in the Alpine – Carpathian – Pannonian junction area: A case study from the Danube Basin northern margin (Slovakia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 238, 32 – 52.*

Kováč, M., Andreyeva-Grigorovich, A., Bajraktarević, Z., Brzobohatý, R., Filipescu, S., Fodor, L., Harzhauser, M., Nagymarosy, A., Oszczypko, N., Pavelić, D., Rögl, F., Saftić, B., Sliva, Ľ. & Studencka, B., 2007: Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: Paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. *Geol. Carpath., 58, 6, 579 – 606.*

Rasser, M. W., Harzhauser, M., Anistratenko, O., Anistratenko, V. V., Bassi, D., Belak, M., Berger, J. P., Bianchini, G., Čičić, S., Osovič, V., Doláková, N., Drobne, K., Filipescu, S., Karl Gurs, K., Hladilová, Š., Hrvatovič, H., Jelen, B., Kasinski, J. R., Kováč, M., Kralj, P., Marjanac, T., Márton, E., Mietto, P., Moro, A., Nagymarosy, A., Nebelsick, J. H., Nehyba, S., Ogorelec, B., Oszczypko, N., Pavelič, D., Pavlovec, R., Pavšič, J., Petrova, P., Piwocki, M., Poljak, M., Pugliese, N., Redžepovič, R., Rifelj, H., Roetzel, R., Skaberne, D., Sliva, Ľ., Standke, G., Tunis, G., Vass, D., Wagreich, M. & Wesselingh, F., 2008: Paleogene and Neogene. *In: McCannt, T. (ed.): The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. Geological Society, London, 1 031 – 1 141.*

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

Minár, J., Bielik, M., Kováč, M., Plašienka, D., Barka, I., Stankoviansky, M. & Zeyen, H., 2011: New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: An approach integrating geodynamics into targetted morphometric analysis. *Tectonophysics, 502, 158 – 174.*

Kováč, M., Synak, R., Fordinál, K., Joniak, P., Toth, Cs., Vojtko, R., Nagy, A., Baráth, I., Maglay, J. & Minár, J., 2011: Late Miocene and Pliocene history of the Danube Basin: Inferred from development of depositional systems and timing of sedimentary facies changes. *Geol. Carpath., 62, 6, 519 – 534.*

E. CHMIELEWSKÁ, T. REHÁČOVÁ, M. FENDEK, P. FEDOR a Z. BEDRNA: **Ochrana a využívanie prírodných zdrojov. EPOS, 349 s.**

Review of the publication "Protection and use of natural resources" of the authors E. Chmielewská, T. Reháčová, M. Fendek, P. Fedor & Z. Bedrna. EPOS, 349 p.

Abstract: *This graded publication constitutes a university textbook that is based on long-standing teaching experience of the team of authors, and takes into account the scientific background of each of the authors. With respect to the true nature of rational human use of natural resources, it is necessary to emphasize the aspects of natural resources such as their non-renewability, renewability, and exhaustibility. The importance of renewable resources, which offer the possibility of effective diversification of raw material and energy resources, is now on the rise. Basic concepts, classification of natural resources from different points of view, and the division of natural resources into air, water, soil, mineral resources, flora and fauna, form the main groups, as well as the structure of the publication. Considering its broad adaptation of knowledge from the area of protection of the natural environment and natural resources, the publication is also aimed to students of environmental chemistry, biology, geography, geology, environmental engineering, and sanitary engineering, as well as to other universities specialized in the environment. Although written in technical language, it has the potential to reach the general public with environmental sentiment. It allows the reader to gain knowledge and overview of not only the use, but also the monitoring and conservation of natural resources, present in the Slovak Republic or the world.*

Key words: *natural resources, mineral resources, air, soil, water, flora, fauna, biomass, solar, photovoltaics, wind, geothermal energy*

Krajiny s bohatými zásobami prírodných zdrojov majú výraznú výhodu v hospodárskej súťaži. Ekonomika krajín je prepojená a závislá od jednotlivých súčastí geosféry (atmosféry, pedosféry, hydrosféry, litosféry, nukleosféry, biosféry a antroposféry) a jej prírodných zdrojov, vrátane prúdových zdrojov (veterná, prílivová, slnečná energia) a výmery pôdy. Z hľadiska podstaty racionálneho využívania prírodných zdrojov človekom je nutné podčiarknuť aspekty ako neobnoviteľnosť, obnoviteľnosť a vyčerpateľnosť prírodných zdrojov. V súčasnosti rastie význam obnoviteľných zdrojov, ktoré ponúkajú možnosť účinnej diverzifikácie surovinových

a energetických zdrojov. Navyše generujú prostriedky na riešenie mnohých environmentálnych problémov a sú bezodpadovými zdrojmi energie. Životné prostredie, a teda aj prírodné zdroje, je v dôsledku rastúceho celosvetového dopytu trvalo ohrozované čoraz náročnejšou ťažbou. Spôsob súčasného využívania prírodných zdrojov smeruje k ich úplnému vyčerpaniu, čím ohrozuje prístup budúcich generácií k ich primeranému podielu. Osobitnú pozornosť musí človek venovať takým zdrojom, ktoré sú neobnoviteľné a vyčerpateľné. V tejto súvislosti existuje celý rad legislatívnych opatrení, ktoré sa koncentrujú na ich ochranu. Trvalo udržateľné využívanie prírodných zdrojov – vrátane udržateľnej výroby a spotreby – je teda kľúčovým faktorom dlhodobej prosperity, a to nielen v rámci EÚ, ale i v celosvetovom meradle.

Vedúcou autorského kolektívu recenzovanej publikácie, ktorá sa svojim charakterom radí medzi vysokoškolské učebnice, je E. Chmielewská. Učebnica je určená pre poslucháčov bakalárskeho stupňa v študijnom odbore Environmentalistika na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave. Na základe širšieho spracovania poznatkov z oblasti ochrany prírodného prostredia a prírodných zdrojov sa odporúča aj poslucháčom environmentálnej chémie, biológie, geografie, geológie, environmentálneho, resp. zdravotného inžinierstva a ostatným vysokým školám s environmentálnym zameraním. Publikácia bola pred vydaním posudzovaná dvomi recenzentmi – prof. RNDr. O. Majzlanom, CSc., a prof. Ing. J. Tölgyessym, DrSc.. Na 349 stranách publikácia prezentuje využiteľnosť a ochranu prírodných zdrojov doma i vo svete. Pozostáva z desiatich kapitol (vrátane Úvodu a Zoznamu použitej literatúry). Každá kapitola má samostatné číslovanie názorných obrázkov a tabuliek. Zoznam použitej literatúry obsahuje 149 zdrojov, z toho približne jednu tretinu tvoria webové stránky, ktoré by v ďalšom vydaní mohli byť čiastočne nahradené klasickými vedeckými publikáciami.

Druhá kapitola ***Ochrana prírodného prostredia a prírodných zdrojov*** ponúka prehľad vývoja využívania prírodných zdrojov. K prvým prírodným zdrojom, ktoré človek začal využívať v období, keď začal využívať aj oheň, patrili pevné a mechanicky odolné horniny a minerály. Zmena nastala až v období neolitu, keď človek prestáva byť priamo závislý od prírody a úlovok či zozbierané plodiny už nie sú jeho jediným zdrojom potravy. Obdobie doby kamennej na území Slovenska poukazuje na širokú paletu anorganických materiálov, ktoré z hľadiska spracovania, resp. industrie, je možné rozdeliť na skupiny: suroviny štiepanej a brúsenej/hladenej industrie, keramické suroviny a anorganické farbivá. Ďalej nasleduje zvládnutie výroby kovov a ich zliatin, rozvoj poľnohospodárstva, organizovaná remeselná výroba a prehľad najvýznamnejších energetických surovín (ropa, uhlie, zemný plyn, uránové rudy) súčasnosti. Základné pojmy, klasifikácia prírodných zdrojov z rôznych hľadísk, ako aj rozdelenie prírodných zdrojov na ovzdušie, vodu, pôdu, nerastné suroviny, rastlinstvo a živočíšstvo tvoria hlavné skupiny a zároveň ďalšiu štruktúru publikácie. Legislatíva ochrany prírodných zdrojov sumarizuje všeobecné, ale aj špecializované legislatívne predpisy, ktoré zabezpečujú ich ochranu a racionálne využívanie človekom. Trvalo udržateľný rozvoj spoločnosti zachováva súčasným i budúcim generáciám možnosť uspokojovať ich základné životné potreby a pritom neznižuje rozmanitosť prírody a udržiava prirodzené funkcie ekosystémov. Strategické ciele



udržateľného rozvoja sú zamerané na rozvoj integrovaného modelu pôdohospodárstva, zníženie energetickej a surovinovej náročnosti a zvýšenie efektívnosti hospodárstva, zníženie podielu využívania neobnoviteľných prírodných zdrojov pri racionálnom využívaní obnoviteľných zdrojov, zmiernenie dôsledkov globálnej zmeny klímy, narušenia ozónovej vrstvy a prírodných katastrof.

Kapitola 3. – ***Nerastné suroviny*** – vymedzuje najvýznamnejšie nerastné suroviny z globálneho hľadiska. Venuje sa nerudným (diamant, bentonit, fosfáty, síra, azbest, halit) i rudným (železo, hliník, olovo, zinok, zlato) surovinám vyskytujúcim sa vo svete i doma. Majoritná časť tejto kapitoly je venovaná modifikácii a aplikačným vlastnostiam zeolitov. V kapitole by mohli dostať priestor aj ložiská a ťažba uránovej rudy.

Nad územím Slovenska je hrúbka ozónovej vrstvy (280 – 400 Dobsonových jednotiek, DU), ktorá pôsobí ako ochranný filter zemského povrchu pred UV žiarením. Pozornosť si vyžiadala pre jej stále zmenšovanie sa. Najvýraznejšie zmeny v ozónovej vrstve boli zaznamenané nad Antarktídou, kde v jarných mesiacoch hrúbka ozónovej vrstvy klesá pod 100 DU. Štvrtá kapitola – ***Ovzdušie*** – sa zaoberá jednotlivými zložkami atmosféry, jej chemickým zložením a fyzikálnymi vlastnosťami. Znečisťovanie ovzdušia, globálne otepľovanie a jeho dôsledky sú súčasťou tejto kapitoly. Polutanty unikajúce zo zdrojov podliehajú rôznym vplyvom v ovzduší, pri ktorých môže dochádzať k fotochemickým, oxidačným, katalytickým a hydrolytickým reakciám a k ich kombinácii. K najvýznamnejším atmosférickým reakciám patria reakcie aktivované svetelným žiarením, pretože reagujúcim molekulám dodávajú dostatok energie potrebnej najmä na reťazové štiepenie. K najzávažnejším produktom chemických reakcií v ovzduší patrí smog, ktorého názov vznikol spojením anglických slov smoke (dym) a fog (hmla). Smog je charakteristický stav ovzdušia znečisteného priemyselnými exhalátmi, výfukovými plynmi motorových vozidiel, ale aj produktmi ich vzájomných reakcií, ktorý je sprevádzaný zníženou viditeľnosťou. V roku 1868 bol v Los Angeles pozorovaný oxidačný alebo fotochemický smog charakteristický prítomnosťou silných oxidantov (obzvlášť prízemného ozónu O_3). Kým redukčný smog poškodzuje dýchacie cesty najmä počas vykurovania v zimných mesiacoch, oxidačný smog cez horúce letné dni a za bezvetria poškodzuje pokožku, stavebné materiály, dráždi oči a vyvoláva ďalšie zdravotné problémy. Uhľovodíky a oxid dusnatý sa považujú za primárne atmosférické polutanty, ozón a peroxoacetylnitrát sú výlučne sekundárne atmosférické polutanty, ktoré vznikajú vplyvom slnečného žiarenia. Za atmosférické polutanty globálneho charakteru sú považované oxidy dusíka (NO_x), oxidy uhlíka (CO_x), oxid siričitý, sírany, ozón, reaktívne uhľovodíky (CH_x), fotochemické oxidanty, azbest a nesedimentujúce prachy. Skleníkový efekt atmosféry, ktorý sa v súčasnosti zdôvodňuje predovšetkým vplyvom priemyselnej výroby a inej ľudskej činnosti po roku 1750, je fyzikálny mechanizmus vytvárajúci podmienky podobné skleníku. Keby nebolo skleníkového efektu, teplota na Zemi by bola o 33 °C nižšia. Slnečné žiarenie preniká cez atmosféru a ohrieva zemský povrch, ktorý vyžaruje dlhovlnné tepelné žiarenie späť do atmosféry. Dlhovlnné žiarenie však v atmosfére naráža na skleníkové plyny, tie ho absorbujú, zohrievajú sa a vracajú teplo naspäť. Oxid uhličitý, ktorý je najdôležitejším radiačne aktívnym (tzv. skleníkovým) a koncentračne narastajúcim plynom v atmosfére a je zodpovedný za globálne otepľovanie našej planéty, prispieva ku skleníkovému efektu podielom takmer 30 %, metán, oxid dusný a ozón spolu zodpovedajú asi za 3 %. Za zvyšok skleníkového efektu sú zodpovedné fluórochlórované uhľovodíky (freóny), ich substituenty a SF_6. Napriek uvedenému za najvýznamnejší skleníkový plyn, ktorého obsah v atmosfére ľudská činnosť priamo neovplyvňuje (pretože je determinovaný prirodzeným kolobehom vody), možno považovať vodnú paru, ktorá spôsobuje asi 2/3 celkového skleníkového efektu. Dokument

OSN o zmene klímy, tzv. Kjótsky protokol, určil pre hospodársky rozvinuté krajiny sveta konkrétne redukčné ciele skleníkových plynov, ktoré príslušné krajiny môžu vypustiť počas prvého záväzného obdobia 2008 – 2012. Pre Slovensko stanovený limit predstavoval zníženie o 8 % v porovnaní so základným rokom 1990. Z posledných stretnutí delegátov 193 krajín KP v Kodani a koncom roka 2010 v Cancúne (Mexiko) vyplynulo, že je potrebné hľadať novú negociačnú stratégiu a sústrediť sa na vybudovanie väčšej vzájomnej dôvery jednotlivých krajín tak, aby sa dostatočne presvedčivo vysvetlili všetky významné benefity tzv. zelenej revolúcie, ako sú nové pracovné príležitosti, zavádzanie inovatívnych technológií, znižovanie energetickej náročnosti a závislosti krajín, zdravie obyvateľstva, ale aj etický a morálny aspekt vo vzťahu k budúcim generáciám. Bez aktívnej participácie Číny a USA na týchto summitoch, teda štátov zodpovedných za viac ako 50 % svetových emisií skleníkových plynov, však táto politická deklarácia stráca zmysel.

Pôda (piata kapitola) – jej poznaním sa ľudstvo zaoberá len krátku dobu, za samostatný prírodný útvar bola uznaná len koncom 19. storočia. Dovtedy sa skúmala len ako osobitná hornina. Poznanie jednotlivých súčastí geosféry (atmosféry, pedosféry, hydrosféry, litosféry, nukleosféry, biosféry a antroposféry) napomáha udržiavať priaznivý vývoj našej prírody, jej biodiverzitu a ochranu. Celosvetové poznanie pedosféry spočíva v podrobnom mapovaní pôd sveta, hodnotení ich vlastností a náchylnosti na degradáciu za použitia rôznych klasifikačných a kategorizačných systémov. V súčasnosti sú dva celosvetové klasifikačné systémy pôd: WRB (World Reference Base) podporovaný FAO a systém vytvorený USA pod názvom Soil Survey Staff. Na Slovensku sa do roku 2000 uplatňovali klasifikačné systémy pôd vypracované v rámci celého Československa. Klasifikačný systém predstavuje samostatný Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Pôdy člení na 22 morfogenetických typov, 18 základných pôdnych druhov a 15 skupín pôdotvorných substrátov. Na základe súčasných poznatkov je na Slovensku: 21,8 % vysoko, 54,7 % stredne a 23,5 % málo produktívnych poľnohospodárskych pôd. Priemerná hodnota produkčného potenciálu poľnohospodárskych pôd v rámci 100-bodového systému je 54 bodov. Starostlivosť o pôdu je prejavom vyspelosti štátu a kultúrnej úrovne jej obyvateľstva. Pôdna služba zriadená zákonom o ochrane a využívaní poľnohospodárskej pôdy, znamená aj v SR existenciu pracovníkov, ktorí podobne ako v iných vyspelých štátoch robia kontrolu a odborný dohľad nad ochranou vlastností a funkcií poľnohospodárskej pôdy. Monitorujú jej fyzikálne (erózia, zhutňovanie, vysúšanie a zastavanie), chemické (vylúhovanie dusičnanov, acidifikácia, intoxikácia) a biologické (alelopatizácia, únava) vlastnosti. Moderná poznatková základňa o pôde a kvalifikovaný výkon štátnej správy pri ochrane a využívaní pôdy boli nutnou podmienkou pre vstup SR do EÚ. Po jej vstupe sa pôda stala súčasťou zdrojov pôdy EÚ a tým aj súčasťou ekonomického, ekologického a sociálneho potenciálu EÚ, s požiadavkou na fungujúci systém jej ochrany a správneho využívania.

Voda vytvára obal Zeme – jej hydrosféru. Množstvo vody na Zemi je takmer nemenné, mení sa len forma jej výskytu (plynná, tekutá, tuhá) a jej rozloženie v čase a priestore. Celkový objem vody na Zemi sa odhaduje na 1,3 až 1,45 x 10^9 km^3. Až 97,2 % všetkého objemu vody na Zemi je akumulovaných vo svetových oceánoch a moriach. Rozdelená je však nerovnomerne, väčší objem je viazaný na južnú než na severnú pologuľu. Vodná energia patrí k najdlhšie využívaným energetickým zdrojom v histórii ľudstva. Najstaršími hydroenergetickými dielami sú prietočné vodné diela situované na vodných tokoch, ktorých vývoj následne smeroval k stavbe vodných diel s akumulovaným objemom vody. V prímorských oblastiach je možné využívať na výrobu elektriny energiu prílivu a v súčasnosti sú najnovším produktom vývoja v oblasti vodnej energetiky mikro-hydroenergetické diela. Ďalším zdrojom elektrickej a tepelnej energie získavanej z vody sú geotermálne zdroje. Kapitola ***Voda a vodná energia*** (6.) ďalej objasňuje princíp činnosti hydroenergetických diel, klasifikuje ich na prietočné, akumulačné, prečerpávacie, prílivové a energiu prúdiacej vody využívajúce hydroenergetické diela. Výkon prietočných a akumulačných hydroelektrární vo svete dosahoval k 31. 12. 2004 720 GW, z čoho minimálne 56 GW bolo produkovaných malými vodnými elektrárňami s inštalovaným výkonom do 10 MW. V roku 2007 bolo vo svete vyrobených z vody už 924 GW elektriny, pričom najväčšími producentmi v tomto roku boli Čína (16,1 %), USA (10,8 %) a Brazília (8,3 %). Sektor malých vodných elektrární patrí medzi významných producentov elektriny. V rámci EÚ bolo v roku 2009 v tomto sektore vyprodukovaných až 12 742,7 MW elektriny. Najväčším producentom bolo Taliansko s 2 588 MW. Na Slovensku má výstavba vodných diel viac ako 400-ročnú históriu. Prvé správy o využívaní energie vody prostredníctvom výstavby vodohospodárskych vodných diel pochádzajú už z 15. a 16. storočia. S výstavbou väčších hydroenergetických diel sa na Slovensku začalo až začiatkom 20. storočia, avšak už v roku 1892 bola do prevádzky uvedená prvá banská vodná elektráreň v Žakarovciach. Do konca 19. storočia sa na Slovensku vybudovalo 17 vodných elektrární, z toho väčšina na východnom Slovensku. Ich celkový výkon bol 2 067 kW. V období rokov 1900 až 1918 sa vybudovalo 20 vodných elektrární s inštalovaným výkonom 8 754 kW. Na Slovensku stúpa aj počet malých vodných elektrární, ich celkový inštalovaný výkon v roku 2009 dosiahol 89 MW. Hoci produkcia elektriny z vody má množstvo nesporných výhod a patrí k najčistejším zdrojom elektrickej energie, má aj svoje nevýhody a nepriaznivé účinky na životné prostredie. Jednou je závislosť od klimatických podmienok – od množstva zrážok. Nepriaznivá klimatická situácia – výskyt meteorologického a následne aj hydrogeologického sucha – môže mať významné ekonomické následky, čo sa v rokoch 2003 – 2004 prejavilo v Nórsku. Medzi nepriaznivé vplyvy hydroenergetickej produkcie elektriny patria predovšetkým vplyvy prejavujúce sa zmenami životného prostredia z pohľadu prírodných habitatov a spôsobu využitia krajiny človekom v oblasti vodných nádrží a širšom okolí. Väčšina hydroelektrární vyžaduje vybudovanie hrádze a vodnej nádrže, často s rozlohou desiatok až stoviek km^2.

Rastlinstvo (názov ďalšej, 7. kapitoly), flóra, resp. vegetácia – súhrn všetkých rastlinných druhov. Za rastliny sa spravidla považujú eukaryotické organizmy, ktoré majú autotrofný spôsob výživy. Život každého človeka je určitým spôsobom viazaný na rastliny, pričom nejde len o priamu potravovú závislosť. Iba rastliny sú schopné v procese fotosyntézy premieňať neústrojné látky na zložité organické zlúčeniny, bez ktorých by celá živočíšna ríša nemohla existovať. Človek dokáže rastliny využívať mnohorakým spôsobom: ako potravu, stavebný materiál, liečivo, či ako inšpiráciu pre umeleckú tvorbu. Rastlinstvo plní aj množstvo neprodukčných funkcií, napr. pôdoochranné a pôdotvorné, vodoochranné a pôdohospodárske, klimatické, hygienické, ekologicko-ekostabilizačné, estetické a krajinotvorné, resp. rekreačné. Z hľadiska obnoviteľnosti patrí rastlinstvo k obnoviteľným prírodným zdrojom. Rastliny sú rozšírené v najrôznejších podobách a formách po celej pevnine. Sú prispôsobené takmer všetkým prostrediam, od vlhkých a teplých rovníkových pralesov až po chladné a nehostinné polohy polárneho a subpolárneho pásma. Slovensko má veľmi bohatú flóru najmä vďaka geografickej polohe, klimatickým podmienkam a rôznorodému geologickému substrátu. Celkový počet voľne rastúcich vyšších rastlín je 3 352, v súčasnosti sa však viac ako jedna tretina pôvodných druhov vyšších rastlín nachádza v rôznom stupni ohrozenosti. Rastlinstvo morí má odlišný charakter ako rastlinstvo súše. Krytosemenné rastliny sú v moriach zastúpené len 50 druhmi. V moriach prevládajú rôzne druhy rias – asi 35 tisíc druhov. Druhovo najrozmanitejší je fytoplanktón, ktorý vyprodukuje polovicu z celkového množstva kyslíka v atmosfére vyprodukovaného všetkými rastlinami.

Živočíšstvo ako prírodný zdroj (kapitola 8.) – predstavuje súhrn všetkých živočíšnych druhov v celej svojej komplexnosti. Ide o systémovú jednotku, ktorá neoperuje len samotnými taxonomickými aspektmi, ale do diapazónu svojej pôsobnosti zahŕňa aj vzájomné interakcie. Aj živočíšstvo disponuje tzv. emergentnou vlastnosťou, ktorá sa pri jednotlivých druhoch prejavuje len parciálne, ale definuje ho ako celok. Táto úvaha plne platí aj v oblasti fyziotaktiky, teda racionálneho využívania prírodných zdrojov človekom (antropocentrický pohľad). Časť potenciálu, ktorý živočíšstvo ponúka ľudskej spoločnosti, je totiž viazaná aj na vzájomné medzidruhové vzťahy, napr.

produkcia medovice, fermentovaných mliečnych výrobkov atď. Z hľadiska podstaty živočíšstva ako prírodného zdroja je nutné podčiarknuť aspekty ako neobnoviteľnosť (zahŕňa predovšetkým aspekty biologickej rozmanitosti), obnoviteľnosť (prejavuje sa v aktívnej tendencii formovania a vývoja druhov) a vyčerpateľnosť (dotýka sa najmä kvantitatívnych aspektov prírodných zdrojov a v prípade živočíšstva predstavuje kontaktnú tému medzi fyziotaktikou a eksozológiou). Na území Slovenska je prirodzene druhová diverzita nižšia ako v tropických oblastiach, ktoré disponujú tzv. centrami biodiverzity. Známych je do 30 000 druhov živočíchov, čo je podľa odhadov asi 75 % z celkovej rozmanitosti na Slovensku. Podobne ako v globálnych intenciách, aj v našich podmienkach dominuje hmyz, predovšetkým chrobáky (Coleoptera) a blanokrídlovce (Hymenoptera). Človek využíval potenciál živočíšstva ako prírodného zdroja vo svoj prospech od začiatku etablovania civilizácie. Ochrana a racionálne využívanie prírodných zdrojov, vrátane živočíchov, je hlavným objektom záujmu fyziotaktiky, do ktorej ako špecifický fenomén spadá domestikácia. Domestikáciu možno definovať ako proces etablovania vzájomného vzťahu medzi človekom a ďalším živočíšnym druhom a podľa viacerých názorov sa v súčasnom svete do istej miery týka aj zoologických záhrad. Osobitnú pozornosť musí človek venovať takým zdrojom, ktoré sú neobnoviteľné a vyčerpateľné. Moderná civilizácia sa nedokáže vzdať potenciálu živočíšnej ríše, nakladanie s ňou však nesmie presiahnuť únosnú hranicu. V tejto súvislosti existuje celý rad legislatívnych opatrení, ktoré sa koncentrujú na ochranu živočíšstva a sú v diapazóne pôsobnosti eksozológie. Druhy s hospodárskym využitím podliehajú monitoringu kvantitatívnych a kvalitatívnych aspektov ich populácie. Významnú úlohu v tomto zmysle zohráva Organizácia pre výživu a poľnohospodárstvo (The Food and Agriculture Organization of the United Nations – FAO). Základy živočíšnej výroby tvoria ďalšiu časť tejto kapitoly. Objektom záujmu živočíšnej výroby sú hospodárske zvieratá, ktoré (podľa Rady 98/58/ES) sú definované ako zvieratá rozmnožované alebo chované z dôvodu produkcie potravín, vlny, kože alebo kožušiny, alebo na iné hospodárske účely. Po integrovaní Slovenskej republiky do EÚ bol výrazne ovplyvnený chov ošípaných. Podľa údajov Štatistického úradu SR po vstupe SR do EÚ ich počet za obdobie 2004 – 2008 poklesol asi o 50 %. Pokles o takmer 18 % možno zaznamenať v počte hovädzieho dobytka. Pozitívom zostáva nárast počtu dojených kráv. Produkcia mäsa hospodárskych zvierat vo svetovom meradle sa dotýka najmä bravčoviny s dominantnými producentmi USA, Nemeckom a Španielskom a hovädziny, kde je v čele produkcie najmä USA, Brazília a Argentína. Mlieko sa získava z vemena dojnice v súčasnosti najmä zautomatizovaným strojným dojením, ktoré zvyšuje jeho efektívnosť a celkovú hygienu práce. Svetová produkcia mlieka všetkých druhov je 644 miliónov ton, z čoho 1,3 % tvorí ovčie a 1,9 % kozie mlieko. Do svetovej produkcie kravského mlieka (podľa FAO za rok 2005) prispievajú predovšetkým USA, India, Rusko, Nemecko a Francúzsko. Problematika mliečnych výrobkov je na Slovensku zakotvená vo výnose Ministerstva hospodárstva a Ministerstva zdravotníctva SR, ktorým sa vydáva Potravinový kódex. Osobité odvetvie výroby predstavuje apikultúra a serikultúra. Apikultúra je postavená na produkcii včiel, predovšetkým včely medonosnej (Apis mellifera) a ázijskej (Apis cerana), a prináša široké spektrum produktov, pričom k najznámejším patria včelí med, propolis a vosk. Serikultúra, ktorá už viac ako 5 000 rokov ukrýva v sebe technológiu hodvábnického priemyslu (vrátane chovu priadky morušovej), sa zo starovekej Číny postupne infiltrovala do ďalších civilizácií Ázie a neskôr aj na ostatné kontinenty. Svoje uplatnenie našla aj na Slovensku. V neskoršom období začala postupne s produkciou alternatívnych umelých vláken strácať na význame. Lov, poľovníctvo a poľovná zver, rybolov a akvakultúra sú pojmy, kde lov nepredstavuje len dôležité ekonomické odvetvie niektorých krajín, osobitne v rámci tretieho sveta, ale prináša so sebou aj množstvo opatrení, zákonov a európskej legislatívy. Živočíchy našli dôležité uplatnenie aj na poli medicíny (animoterapia), či už ako alternatívny prístup alebo plne etablovaná a oficiálna metóda terapie pri rozmanitých ochoreniach.

Kapitolu (9.) – ***Ostatné prírodné zdroje,*** pod ktorými sa myslí biomasa, Slnko, vietor a geotermálna energia, názorne ilustruje obr. 1. Tieto obnoviteľné zdroje energie, ktorých základom je slnečné žiarenie (biomasa, vodná, veterná a slnečná energia), sú schopné úplne pokryť spotrebu všetkých druhov energie prakticky v každej krajine sveta. Podľa nášho názoru by získavanie elektrickej energie len z obnoviteľných zdrojov na území Slovenska v súčasnosti bolo pre krajinu nevýhodné a ťažko realizovateľné, i keď sa im prikladá veľký význam. Dôraz sa kladie tiež na znižovanie emisných limitov. Viac ako 50 % elektriny v súčasnosti predstavuje dodávka z produkcie jadrovo-energetických zariadení. Čistá dodávka elektriny Slovenských elektrární v roku 2011 bola 19 921 GWh, vrátane elektriny vyrobenej vo VE Gabčíkovo. Čistá dodávka elektriny z vlastných zdrojov dosiahla 18 040 GWh. Takmer 89 % predstavovala dodávka bez emisií skleníkových plynov – z produkcie jadrových a vodných elektrární. Elektrinu je možné vyrábať zo slnečného žiarenia priamo, napr. pomocou fotovoltaických článkov. Nepriamo sa dá slnečná energia využívať vo forme biomasy (rastliny využívajú slnečné žiarenie prostredníctvom fotosyntézy na svoj rast), veternej energie, ktorá vzniká v dôsledku nerovnomerného zohrievania zemského povrchu slnečnými lúčmi a následnej cirkulácie vzduchu, alebo vodnej energie, keď sa voda z povrchu morí a oceánov v dôsledku slnečného žiarenia vyparuje, vo forme zrážok dopadá na zem a dodáva energiu vodným tokom. Geotermálna energia predstavuje potenciálny obnoviteľný zdroj, ktorý síce nemá svoj pôvod v slnečnej energii, pretože pochádza z horúceho jadra Zeme, ale vzhľadom na obrovské zásoby geotermálnej energie pod zemským povrchom je možné považovať ju za nevyčerpateľný zdroj.

Hodnotená publikácia predstavuje hodnotnú vysokoškolskú učebnicu, ktorá vychádza z dlhoročných pedagogických skúseností autorského kolektívu, zohľadňujúc vedecké pozadie každého z autorov. Napriek tomu, že je písaná odborným jazykom, má potenciál osloviť aj širokú verejnosť s environmentálnym cítením. Po prečítaní čitateľ nadobudne vedomosti a prehľad nielen o využívaní, ale aj o monitorovaní a ochrane prírodných zdrojov, či už na území Slovenskej republiky alebo vo svete.

Michal Galamboš a Oľga Rosskopfová
Katedra jadrovej chémie
Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava;
galambos@fns.uniba.sk

Inštrukcie autorom

Všeobecné inštrukcie

1. Rukopis v dvoch exemplároch 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 včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. Články sa publikujú v slovenčine, češtine alebo v angličtine. Uprednostňuje sa angličtina. Abstrakt a skrátené znenie článku napísaného v slovenčine alebo češtine (resumé) musia byť v angličtine.
4. Text článku spracovaný v editore MS Word PC zašlite redakcii v dvoch vytlačených exemplároch s riadkovaním 2 a tiež na CD. Obrázky a tabuľky musia byť vytlačené samostatne vo formáte nepresahujúcom formát A4 a na CD uložené v samostatných súboroch.
5. Súčasne s článkom treba redakcii poslať autorské vyhlásenie, že nijaká časť rukopisu ešte nebola publikovaná a originálne sú aj obrázky. Kópie obrázkov z iných publikácií musia byť legalizované získaním práva na publikovanie. Vyhlásenie musí obsahovať meno autora (autorov), akademický titul a trvalé bydlisko.

Text

1. Úpravu textu aj zoznamu literatúry treba prispôsobiť súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať 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 vlnovkou.
13. Články napísané v slovenčine alebo češtine musia obsahovať anglický preklad názvu, abstraktu, kľúčových slov, resumé a popisov k obrázkom a tabuľkám.

Ilustrácie

1. Ilustrácie musia byť vysokej kvality, majú dokumentovať a vysvetľovať text. **Musia sa pripravovať s vedomím, že budú zmenšené na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm).** Tomu treba prispôsobiť ich veľkosť a formu, resp. zoskupenie. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1 : 1, ale kresby (perovky) odporúčame urobiť väčšie, ako budú vytlačené. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Obrázky treba popisovať šablónou, nie voľnou rukou. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm. Ak je článok v slovenčine, popisy v obrázkoch musia byť v slovenčine, ak je v angličtine, aj ilustrácie musia byť v angličtine. Originál (pred zmenšením) môže mať najviac 340 x 210 mm. **Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm.** Skladacie ilustrácie treba podľa možnosti úplne vylúčiť.

Obrázky urobené na počítači musia byť vytlačené laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI) a musia sa poslať spolu s textom na CD. **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 včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
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, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa pre tlač zmenšovali najmenej o 50 %. **Pri zasielaní fotografií vo forme počítačových súborov (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 šípkou označí aj orientácia obrázka.
6. Na mapách a profiloch treba voliť 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.
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
Knižná publikácia
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. *Alfa, Bratislava, 155.*
Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. *Miner. Slov., 21, 135 – 142.*
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. *In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 – 215.*
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív ŠGÚDŠ, 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, alebo zoltan.nemeth@geology.sk

OBSAH – CONTENT

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Marko, F.
Kenozoické napäťové pole a zlomová aktivita severného okraja Dunajskej panvy (Západné Karpaty, Slovensko)
Cenozoic stress field and faulting at the northern margin of the Danube Basin (Western Carpathians, Slovakia)

Pelech, O., Soták, J. & Hók, J.
Geological setting of the Patrovec block in the Považský Inovec Mts., Western Carpathians
Geologická stavba bloku Patrovca v Považskom Inovci, Západné Karpaty

Kováčik, M.
Geologická stavba a metamorfóza vulkanicko-sedimentárneho pásma na severovýchodnom úpätí Kráľovej hole
Geological setting and metamorphism of volcano-sedimentary belt on the north-eastern foothills of the Kráľova hoľa Massif (Western Carpathians, Slovakia)

Ozdínová, S.
Redepozície paleogénnych vápnitých nanofosílií v neogénnych sedimentoch na severnom okraji Dunajskej panvy: zdroj údajov o zdvihu a erózii substrátov
Redepositions of the Paleogene calcareous nannofossils in the Neogene sediments around the northern margin of the Danube Basin: The data source about uplift and erosion of the substrates

Šurka, J., Sliva, Ľ. & Soták, J.
Faciálny vývoj borovského súvrstvia v oblasti Bieleho Potoka pri Ružomberku a Komjatnej
Facial development of the Borové Formation in the area of Biely Potok at the town of Ružomberok and at Komjatná village (Western Carpathians, Slovakia)

Čerňanský, A., Holec, P., Sýkora, M. & Fordinál, K.
A new record of *Hippotherium* (Perissodactyla: Equidae) from the Late Miocene of the Central Paratethys region (Slovakia)
Hippotherium (Perissodactyla: Equidae) – nový nález z vrchného miocénu strednej Paratetýdy

Bendík, A.
Ammonite fauna of subfamily *Harpoceratinae* Neumayr, 1875 from Jurassic Janovky and Adnet formations in the Veľká Fatra Mts. (Central Slovakia)
Amonitová fauna *Harpoceratinae* Neumayr, 1875 z jurských súvrství Janovky a adnetského súvrstvia vo Veľkej Fatre

Bednárik, M., Putiška, R., Matys, M., Dostál, I., Dunčko, M. & Laho, M.
Príklad integrovanej diagnostiky zosuvov: zosuv v Chmiňanoch
An example of integrated diagnostics of landslides: Case study of the landslide at the village of Chmiňany

Tischler, O., Kotuč, J., Tometz, L. & Chytilová, M.
Efektivita ventingu/bioventingu pri odstraňovaní prchavých ropných látok v Haniske pri Košiciach
Effectivity of venting-bioventing for removal of volatile oil substances at the village of Haniska pri Košiciach

Kotuč, J. & Chytilová, M.
Vplyv prevádzky košickej teplárne na horninové prostredie a podzemnú vodu
Impact of operation of the Košice heating plant on rock environment and groundwater

www.geology.sk/mineralia