ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2020

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795

SPRÁVY

135

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795

SPRÁVY

Geologické práce, Správy je vedecký recenzovaný časopis, ktorý vydáva Štátny geologický ústav Dionýza Štúra od roku 1954. Úlohou časopisu je informovať odbornú verejnosť o najnovších poznatkoch z výskumov zo všetkých vedných disciplín geológie (regionálna geológia, tektonika, stratigrafia, paleontológia, petrológia, geochémia, hydrogeológia, inžinierska geológia, ložisková geológia, geofyzika, štruktúrna geológia a príbuzné odbory). Zverejňuje výsledky geologických výskumov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra, ale aj iných geologických organizácií.

Predseda vydavateľskej rady – Chairman of Editorial Board

IGOR **SLANINKA**
igor.slaninka@geology.sk

Vedecký redaktor – Scientific Editor

ONDREJ **PELECH**
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
ondrej.pelech@geology.sk

Redakčná rada – Editorial Board

DANIELA **BOOROVÁ** • KLEMENT **FORDINÁL** • JOZEF **KORDÍK** • JURAJ **MAGLAY**
PETER **MALÍK** • ALEXANDER **NAGY** • PETER **ONDREJKA** • IVANA **PEŠKOVÁ**
FRANTIŠEK **TEŤÁK** • KATARÍNA **ŽECOVÁ**

Redakcia – Editorial Staff

Vedúci oddelenia vydavateľstva a propagácie
Head of the Publishing house and Department of Promotion

LADISLAV **MARTINSKÝ**
ladislav.martinsky@geology.sk

Jazyková redaktorka – Lingual Editor

JANKA **HRTUSOVÁ**

Technická redaktorka – Production Editor

SLÁVKA **ŽIDEKOVÁ**

Bratislava december 2020

Geologické práce, Správy vychádzajú dvakrát ročne. Vydavateľ a tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, IČO 31 753 604. Dátum vydania čísla 11. 12. 2020.
On-line verzia časopisu je prístupná na stránke:
https://www.geology.sk/geologicke-prace-spravy/.

ISSN 0433-4795; ISSN (On-line) 2453-9767

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2020

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

135

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2020

Veľké bentické dierkavce z eocénnych glaukonitových pieskovcov magurského príkrovu (Orava a Javorníky)

Larger benthic foraminifera from the Eocene glauconitic sandstones of the Magura Nappe (Orava and Javorníky Mts.)

Stanislav Buček[1] a František Teťák[1]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
frantisek.tetak@geology.sk

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Cieľom práce bolo opísať spoločenstvo veľkých bentických dierkavcov z kremitých glaukonitových pieskovcov bystrických vrstiev magurského príkrovu flyšového pásma Západných Karpát. Analyzovaných bolo 21 vzoriek drobnozrnných zlepencov až jemnozrnných kremitých glaukonitových pieskovcov z bystrických, oravskoveselských a spodných luhačovických vrstiev. Schránky veľkých bentických dierkavcov sú prevažne zle zachované ako dôsledok redepozičných procesov a zvetrávania. Spoločenstvá veľkých bentických dierkavcov z oblasti Bielej Oravy reprezentujú starší eocén (ilerd až kuis), stredný eocén (starší až mladší lutét, SBZ 13 – 16) a v jednom prípade až stredný eocén (mladší bartón, SBZ 18). Chudobnejšie spoločenstvo veľkých bentických dierkavcov z oblasti Javorníkov predstavuje starší eocén (mladší ypres – kuis) až bázu stredného eocénu (bázu lutétu).

Kľúčové slová: veľké bentické dierkavce, glaukonit, Západné Karpaty, flyšové pásmo, magurský príkrov, bystrické vrstvy, oravskoveselské vrstvy, luhačovické súvrstvie, eocén

Abstract. The aim of the work was to describe an assemblage of larger benthic foraminifers from quartz-glauconitic sandstones of the Bystrica Mb. of the Western Carpathian Magura Nappe. 21 samples of fine-grained conglomerates to fine-grained quartz-glauconitic sandstones were analysed from the Bystrica, Oravské Veselé and Lower Luhačovice Mbs. Tests of larger benthic foraminifers are mostly poorly preserved as a result of redeposition processes and weathering. The larger benthic foraminifer assemblages from the Orava region represent the early Eocene (Ilerdian to Cuisian), the middle Eocene (early to late Lutetian, SBZ 13 – 16) and in one case the middle Eocene (late Bartonian, SBZ 18). Age determination of the impoverished assemblage of larger benthic foraminifers from the Javorníky Mts. is early Eocene (late Ypresian – Cuisian) to middle Eocene (base of Lutetian).

Key words: large benthic foraminifera, glauconite, Western Carpathian, Flysch Belt, Magura Nappe, Bystrica Mb., Oravské Veselé Mb., Luhačovice Fm., Eocene

Úvod

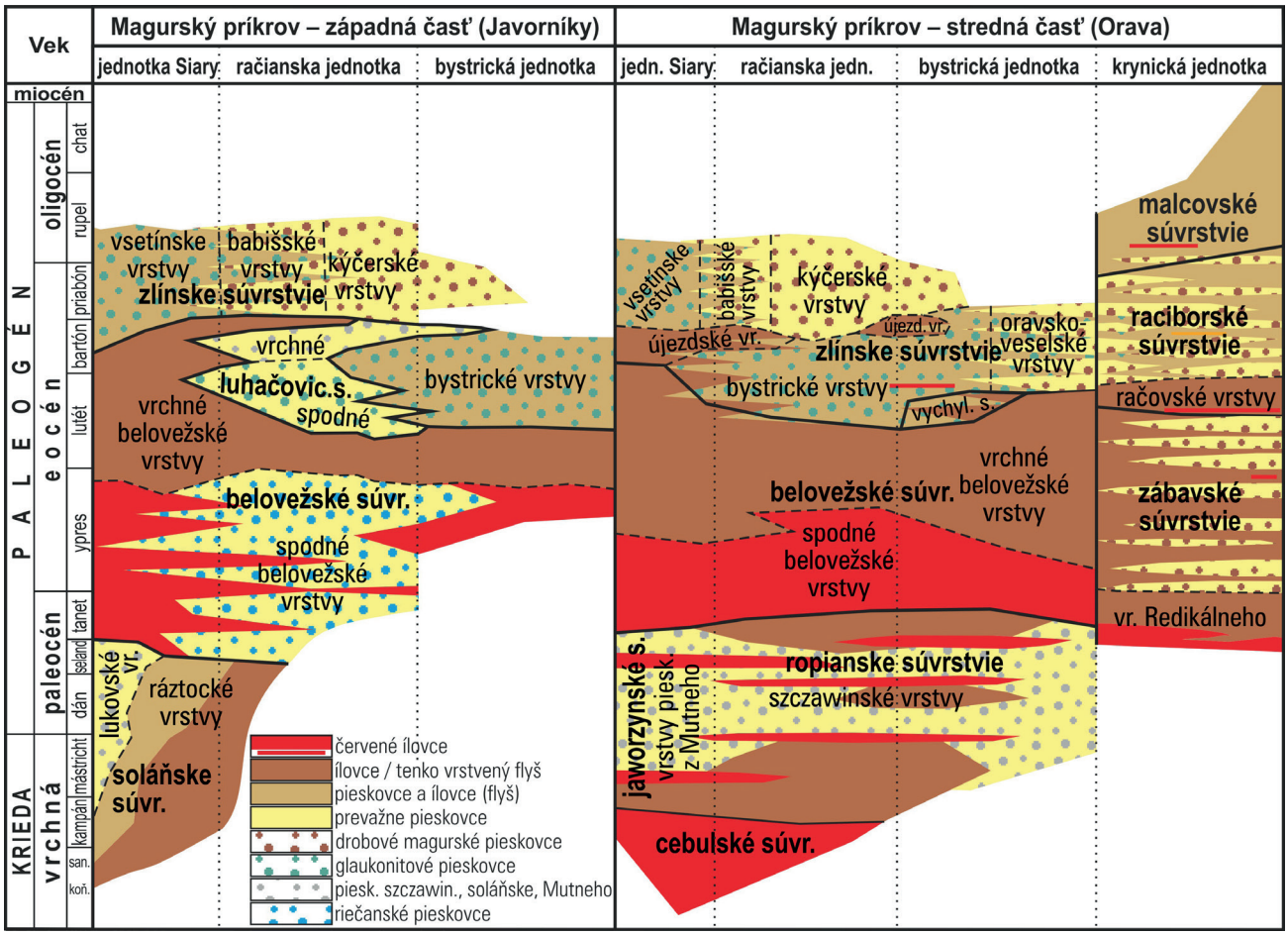
Dierkavce (*Foraminifera*) delíme na skupinu planktonických dierkavcov (voľne sa vznášajúce vo vode) a oveľa početnejšiu skupinu bentických dierkavcov (prichytené o dno alebo voľne ležiace na dne). Schránky veľkých bentických dierkavcov (ďalej len VBD, *Larger Benthic Foraminifera* – LBF) nemusia byť morfologicky väčšie než u iných foraminifer, majú však komplikovanú vnútornú štruktúru schránky. Na rozlíšenie jednotlivých druhov je preto potrebné štúdium rezov schránok. VBD sú skupina jednobunkových protistov, ktoré vytvárajú schránku z uhličitanu vápenatého ($CaCO_3$), pričom ich schránka býva hlavne z kalcitu. Obsahujú symbiotické riasy, ktoré im dodávajú energiu na rast a kalcifikáciu. Hojne sa vyskytujú v tropických a subtropických oblastiach v teplom plytkom šelfovom (neritickom) morskom prostredí bohatom na vápnik. Diverzita schránok VBD odzrkadľuje rozmanité svetelné, hĺbkové a dynamické podmienky šelfových morí, preto sú výborným paleoekologickým indikátorom (Bou-Dagher-Fadel, 2018).

Zmienky o výskyte VBD v sedimentoch magurského príkrovu rôzneho veku a z rôznych litostratigrafických jednotiek sa v minulosti objavovali bežne, podrobnejšie spracovanie ich výskytu je však skôr vzácnosťou. O numulitovej faune v pasierbieckych pieskovcoch sa zmieňuje už Uhlig (1888). Spodno- až vrchnolutétsku faunu VBD bystrických vrstiev neskôr určili z Poľska napr. Bieda (1946, 1966) a Bieda et al. (1963, 1967). Köhler a Salaj (1999) opísali zo spodnej časti bystrických vrstiev z Javorníkov orbitoidné VBD zo staršieho lutétu. Zvýšený výskyt VBD v týchto litostratigrafických jednotkách bol v minulosti zaznamenaný aj v iných oblastiach magurského príkrovu, napríklad na Kysuciach (Potfaj et al., 1979), ale aj na východnom Slovensku (Nemčok a Vaňová, 1977).

Glaukonitové pieskovce s organickým detritom vystupujú vo viacerých litostratigrafických jednotkách magurského príkrovu. Zvýšený výskyt VBD je v západnej časti magurského príkrovu zaznamenaný najmä v bystrických, oravskoveselských a spodných luhačovických vrstvách stredného eocénu (obr. 1).

Sedimenty tvoriace magurský príkrov vznikli v hlbokomorskom prostredí zväčša ako produkt gravitačných (turbiditných) prúdov, menej ako podmorské zosuvy (obr. 5a). Materiál glaukonitových pieskovcov bol derivovaný z predmagurskej kordiléry (Teťák et al., 2019).

Bystrické vrstvy sú zložené najmä z glaukonitových pieskovcov, ktoré sú geneticky späté s ílovcami bystrického typu. Pomer pieskovcov k ílovcom je menší než 1 (Mello et al., 2011; Teťák et al., 2016b). Hlavne v spodnej



Obr. 1. Litostratigrafická schéma západnej časti (Javorníky) a prostrednej časti (Orava) magurského príkrovu flyšového pásma (Teťák in Mello et al., 2005; Teťák et al., 2016b).

Fig. 1. Lithostratigraphic scheme of the Western part (Javorníky Mts.) and Central part (Orava region) of the Magura Nappe of the Flysch Belt (Teťák in Mello et al., 2005; Teťák et al., 2016b).

časti bystrických vrstiev možno nájsť hrubozrnnejšiu varietu tohto pieskovca s VBD a iným organickým detritom. Súveké, laterálne sa vyskytujúce oravskoveselské vrstvy sú tvorené glaukonitovými pieskovcami s ílovcami bystrického typu, medzi ktorými sa v rôznom pomere vyskytujú drobové pieskovce magurského typu (Teťák et al., 2016b).

Spodné luhačovické vrstvy pozostávajú najmä z jemnozrnných pieskovcov až drobnozrnných zlepencov (tzv. pasierbieckeho typu) s vyšším obsahom glaukonitu. Ich vek je stredný eocén (lutét) a pomer pieskovcov k ílovcom v nich je výrazne vyšší než 1 (pieskovcový flyš) (Mello et al., 2011).

Označenie pasierbiecke pieskovce v tejto práci chápeme v litologickom zmysle, čiže ako hrubozrnnú varietu glaukonitových pieskovcov až drobnozrnných zlepencov vyskytujúcu sa najmä v spodných luhačovických vrstvách, menej v bystrických vrstvách. V poľskej literatúre sa termín pasierbiecke pieskovce používa prevažne v stratigrafickom zmysle ako litostratigrafická jednotka obsahujúca prevažne pieskovce až zlepence s glaukonitom (Bieda, 1946; Sikora a Żytko, 1956; Książkiewicz, 1958).

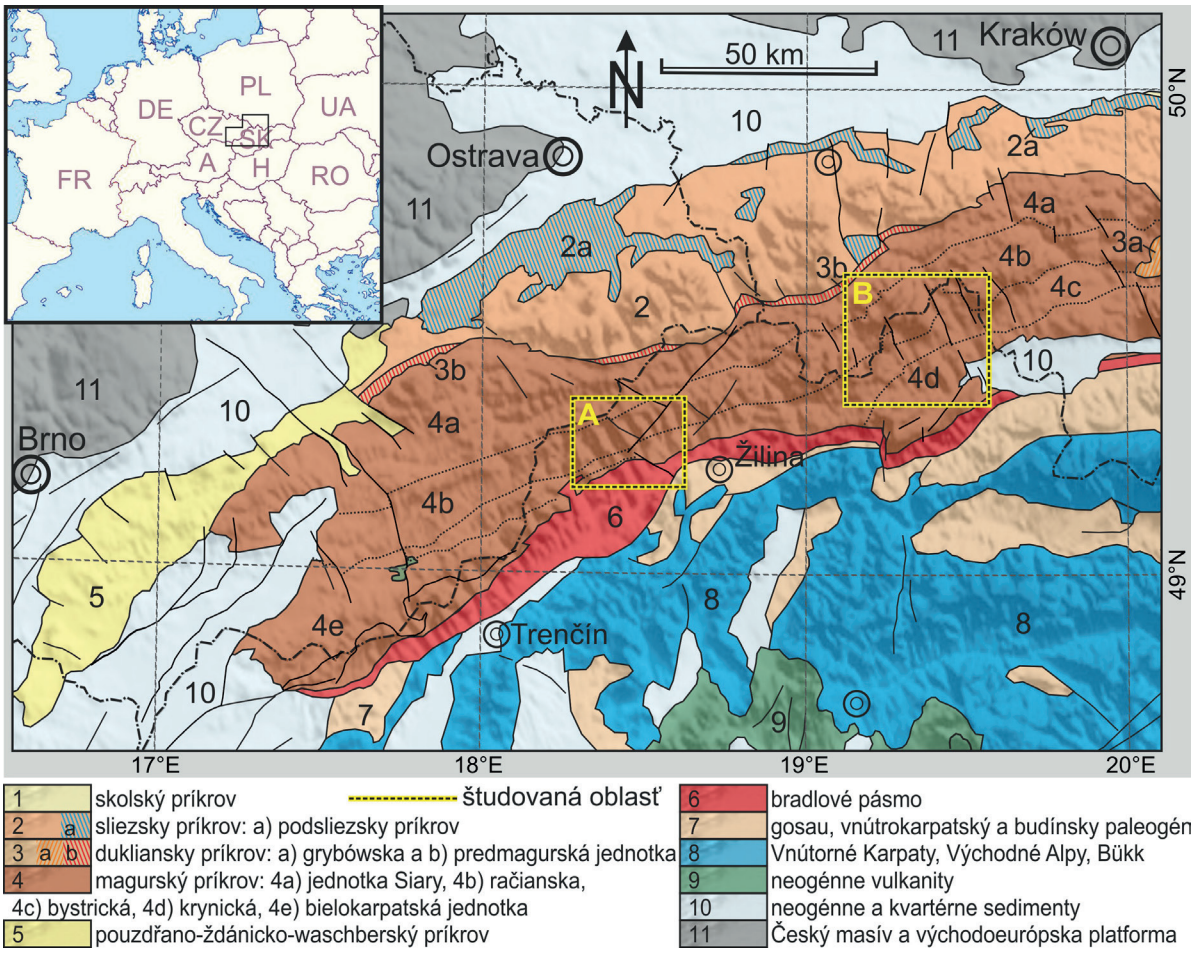
V práci hodnotíme VBD z dvoch oblastí západnej časti magurského príkrovu (obr. 2). Výskyt chudobného spoločenstva VBD sme pozorovali v pohorí Javorníky pri geologickom výskume regiónu Stredné Považie (obr. 3) (Buček, 2004; Mello et al., 2005, 2011). Väčšina vzoriek s výskytom VBD patrila ku glaukonitovým pieskovcom bystrických a spodných luhačovických vrstiev.

Druhou oblasťou je región Biela Orava, kde v rokoch 2011 až 2015 vykonávali geologické mapovanie a výskum geologickej stavby pracovníci Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (obr. 4) (Teťák et al., 2016a, b). V rámci štúdia petrografického zloženia pieskovcov (Laurinc a Teťák, 2017) boli vybrané vzorky s obsahom VBD z bystrických a oravskoveselských vrstiev.

Metodika a materiál

Viaceré vzorky pieskovcov odobrané v teréne obsahovali hojné schránky VBD. Z týchto vzoriek pieskovcov boli vyhotovené malé kryté výbrusy na petrografickú analýzu (Laurinc a Teťák, 2017). Pre nevyhovujúce zachovanie schránok, nevhodne orientované rezy a malú plochu výbrusov bolo na vyhodnotenie VBD vhodných len 21 výbrusov. Získali sme prevažne len chudobnejšie spoločenstvo VBD.

Vzorka F804 patrí k bystrickým vrstvám zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky a vzorky Dp62 a J340c patria k spodným luhačovickým vrstvám račianskej jednotky. 6 vzoriek bolo odobraných z oravskoveselských vrstiev



Obr. 2. Schematická geologická mapa západnej časti flyšového pásma Západných Karpát s lokalizáciou oblastí výskumu: A – Javorníky, B – región Biela Orava (pozri obr. 3 a 4).

Fig. 2. Schematic geological map of the Western part of the Carpathian Flysch Belt with localization of the studied areas. A – Javorníky Mts., B – Biela Orava region (for detail see Figs. 3 and 4).

a zvyšných 12 vzoriek litostratigraficky patrí k bystrickým vrstvám zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky.

Štúdium VBD bolo sťažené tým, že aj v čerstvej hornine boli ich schránky silno zvetrané a bežne sa vyskytovali len úlomky schránok. Zistené spoločenstvá VBD sme paleoekologicky zaradili do biozón (SBZ) na základe plytkovodných VBD v zmysle práce Serra-Kiel et al. (1998). V systematickom určení VBD a ich biostratigrafickom zaradení sme vychádzali najmä z prác Hottingera (1964, 1977), Schauba (1981), Kleibera (1991), Lessa (1987, 1998), Lessa a Özcana (2012), Lessa a Papazzoniho (2000), Papazzoniho a Sirottiho (1995) a Bassiho et al. (2000).

Obsah glaukonitu v študovaných pieskovcoch je do 17 %. Glaukonit má klastický pôvod, vyskytuje sa v rôznych tvaroch a rôznom stupni opracovania (Laurinc a Teťák, 2017). Vzácne boli pozorované dierkavce, ktorých komôrky boli vyplnené glaukonitom (obr. 5D). Glaukonit zo Západných Karpát mineralogicky analyzovali a potvrdili napr. Starzec a Koszowska (2003).

Výsledky

V sedimentoch magurského príkrovu flyšového pásma Západných Karpát sa VBD vyskytujú vo zvýšenom množstve najmä v bystrických, oravskoveselských a spodných luhačovických vrstvách, ktoré sú hojne zastúpené v regiónoch Orava a Javorníky (tab. 1; obr. 3, 4 a 5). Zvlášť bohaté na VBD sú kremité glaukonitové pieskovce a z nich hlavne hrubozrnnejšie variety, tzv. pasierbiecky typ pieskovca. Schránky VBD sú hojnejšie v hrubozrnnejšej spodnej časti vrstiev v intervale T_a a na bazálnej ploche vrstiev.

V Javorníkoch sme zistili chudobnejšie spoločenstvo VBD zo spodných luhačovických vrstiev luhačovického súvrstvia račianskej jednotky (vzorky J340c a Dp62) – *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), *D.* cf. *pseudoaugustae* (Portnaya), *Nummulites aquitanicus* Benoist, *Asterocyclina* sp., ktoré je možné zaradiť do staršieho eocénu – ypresu (obr. 1, tab. 2).

Na Orave zaraďujeme bystrické vrstvy zlínskeho súvrstvia podľa zisteného spoločenstva VBD (tab. 3) – *Nummulites* cf. *exilis* Douvillé, *N.* cf. *globulus* Leymerie, *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), *Asterocyclina stela taramellii* Munier-Chalmas, *Orbitoclypeus* cf. *douvillei* (Schlumberger), *Miscellanea* cf. *miscella* d´Archiac et Haime – do staršieho eocénu (ilerd až ilerd – kuis). Uvedené spoločenstvo VBD bolo pravdepodobne redeponované zo starších sedimentov. Spoločenstvo VBD – *Discocyclina dispansa* (Sowerby), *D. discus* (Rütimeyer), *Nummulites*

lehneri Schaub, *N*. cf. *laevigatus* (Bruguiére), *N*. cf. *gallensis* Heim, *N*. cf. *manfredi* Schaub, *Orbitoclypeus chudeaui* (Schlumberger), *Asterocyclina stella* (Gümbel) – zaraďujeme do stredného eocénu (lutét, SBZ 13 – 15, s možným zasahovaním do SBZ 16). Najmladšie spoločenstvo VBD – *Discocyclina discus* (Rütimeyer), *D*. cf. *pratti* (Michelin), *D*. *chudeaui* (Schlumberger), *Nummulites variolarius* (Lamarck), *N*. cf, *brongniarti* D´Archiac et Haime – možno zaradiť do stredného eocénu (mladší bartón, SBZ 18; vzorka F590).

Niektoré zistené druhy VBD nebolo možné zaradiť do jednotlivých SBZ, pretože majú širší stratigrafický diapazón.

Okrem VBD boli v glaukonitových pieskovcoch pozorované aj úlomky koralinných rias, lastúrnikov, machoviek, malých foraminifer a krinoidov (tab. 2 a 3), vzácne aj žraločí zub (obr. 5F).

Tab. 1. Lokalizácia miesta odberu vzoriek (lit. jedn. – litostratigrafické jednotky, bystr. vr. – bystrické vrstvy, or. ves. vr. – oravskoveselské vrstvy, sp. luh. vr. – spodné luhačovické vrstvy).

Tab. 1. GPS coordinates of sampling sites (lit. jedn. – lithostratigrahic units, bystr. vr. – Bystrica Mb., or. ves. vr. – Oravské Veselé Mb., sp. luh. vr. – Lower Luhačovice Mb.).

Číslo bodu	Lit. jedn.	Región	Súradnice bodu [°]
J375	bystr. vr.	Javorníky	N 18,426 24; E 49,221 57
G7 a, b	bystr. vr.	Javorníky	N 18,573 06; E 49,262 27
J340c	sp. luh. vr.	Javorníky	N 18,411 83; E 49,262 02
G100	bystr. vr.	Javorníky	N 18,621 92; E 49,254 23
Dp62	sp. luh. vr.	Javorníky	N 18,505 95; E 49,338 37
SA81/1,/a,/5	or. ves. vr.	Orava	N 19,130 53; E 49,367 85
SA44	bystr. vr.	Orava	N 19,112 31; E 49,372 08
SA583	or. ves. vr.	Orava	N 19,238 44; E 49,413 50
SA549	or. ves. vr.	Orava	N 19,267 42; E 49,429 12
SA721	or. ves. vr.	Orava	N 19,246 25; E 49,433 08
F804	bystr. vr.	Orava	N 19,461 77; E 49,595 67
F906	bystr. vr.	Orava	N 19,426 63; E 49,557 25
F928a	bystr. vr.	Orava	N 19,447 28; E 49,561 91
F1010	bystr. vr.	Orava	N 19,447 99; E 49,533 71
M851p1	bystr. vr.	Orava	N 19,505 90; E 49,523 04
F590	bystr. vr.	Orava	N 19,438 20; E 49,577 78
F726	bystr. vr.	Orava	N 19,444 48; E 49,575 90
F769	bystr. vr.	Orava	N 19,241 64; E 49,478 98

Diskusia

Určenie VBD si vyžaduje vhodne vedený rez schránkou. K dispozícii sme mali len výbrusy z VBD zastihnutých pri náhodných rezoch horninou. Ďalším faktorom zhoršujúcim zachovanie schránok VBD je ich redepozícia v sedimente a s tým súvisiace poškodenie a rozbitie schránok. Vplyv na ich zachovanie má aj zrnitosť horniny a poškodenie schránky počas kompakcie a litifikácie horniny. Získanie bohatšieho spoločenstva VBD si vyžaduje zameranie paleontológa na konkrétnu lokalitu, väčší počet orientovaných výbrusov a spoluprácu paleontológa s brusičom.

Glaukonitové pieskovce sú typické najmä pre bystrickú a račiansku jednotku. Vystupujú vo viacerých litostratigrafických jednotkách, ktoré majú na Slovensku a v Poľsku rôzne pomenovanie a rôzne sa aj chápu.

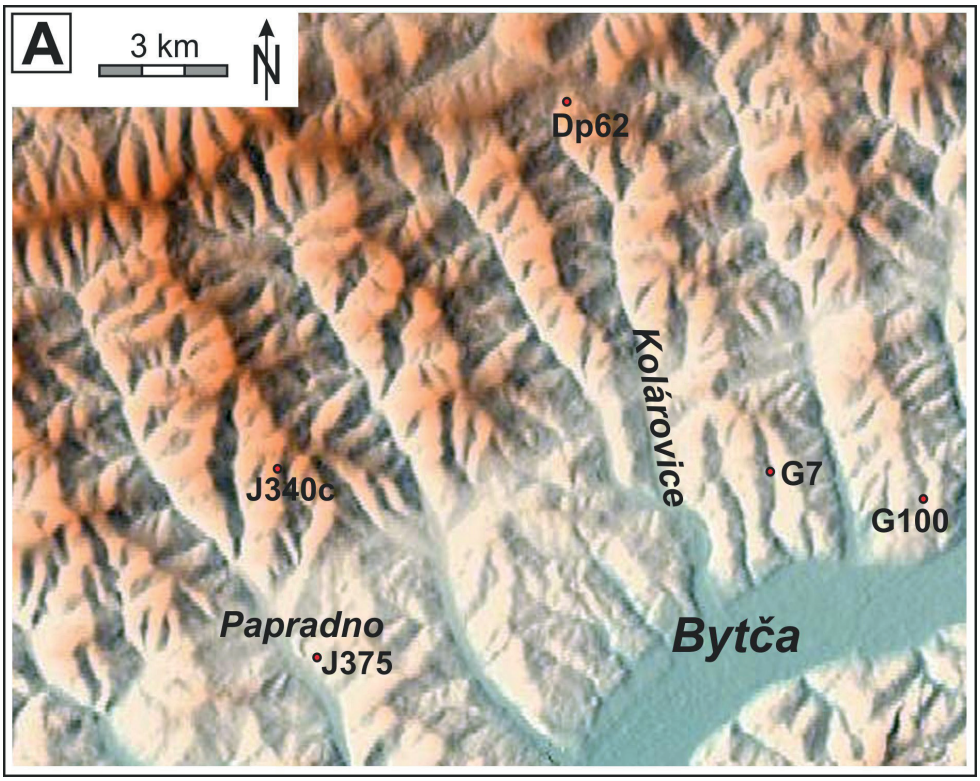
V menšej miere boli glaukonitové pieskovce pozorované už v kriedovo-paleocénnom ropianskom súvrství (Teťák et al., 2017). Zvýšený obsah VBD bol zaznamenaný najmä v sedimentoch stredného eocénu. V tomto období bol priestorový rozsah sedimentácie glaukonitových pieskovcov s VBD v magurskom bazéne najväčší (obr. 7). Zdrojom klastického materiálu glaukonitových pieskovcov bola predmagurská kordiléra (Pivko, 2002; Laurinc a Teťák, 2017; Teťák et al., 2019). VBD majú spoločné prostredie vzniku so zrnami glaukonitu, a to na šelfe. Túto skutočnosť dokladajú pozorované komôrky veľkých foraminifer vyplnené glaukonitom (obr. 5D).

Nemčok a Vaňová (1977) uvažujú o plytkovodnom prostredí príbrežnej zóny (kontinentálnom šelfe na okraji kordiléry) ako o zdroji VBD. Najmä ale diskutujú o spôsobe transportu schránok VBD do bazénu na príkladoch pozorovaných na východnom Slovensku, kde vystupuje viacero sedimentologických typov hornín obsahujúcich schránky VBD. Sú to vápence, piesčité vápence, sklzové telesá, gradačne zvrstvené pieskovce a homogénne pieskovce. Uvedené typy hornín sa líšia vytriedením, opracovaním a deformáciou schránok VBD.

Glaukonitové pieskovce vznikali sedimentáciou v hlbokovodnom prostredí z mohutného depozičného vejára. Paleoprúdy glaukonitových pieskovcov v oblasti Oravy smerujú na JZ až ZJZ. Ich zdroj ústil do magurského bazénu zhruba v oblasti Żywca.

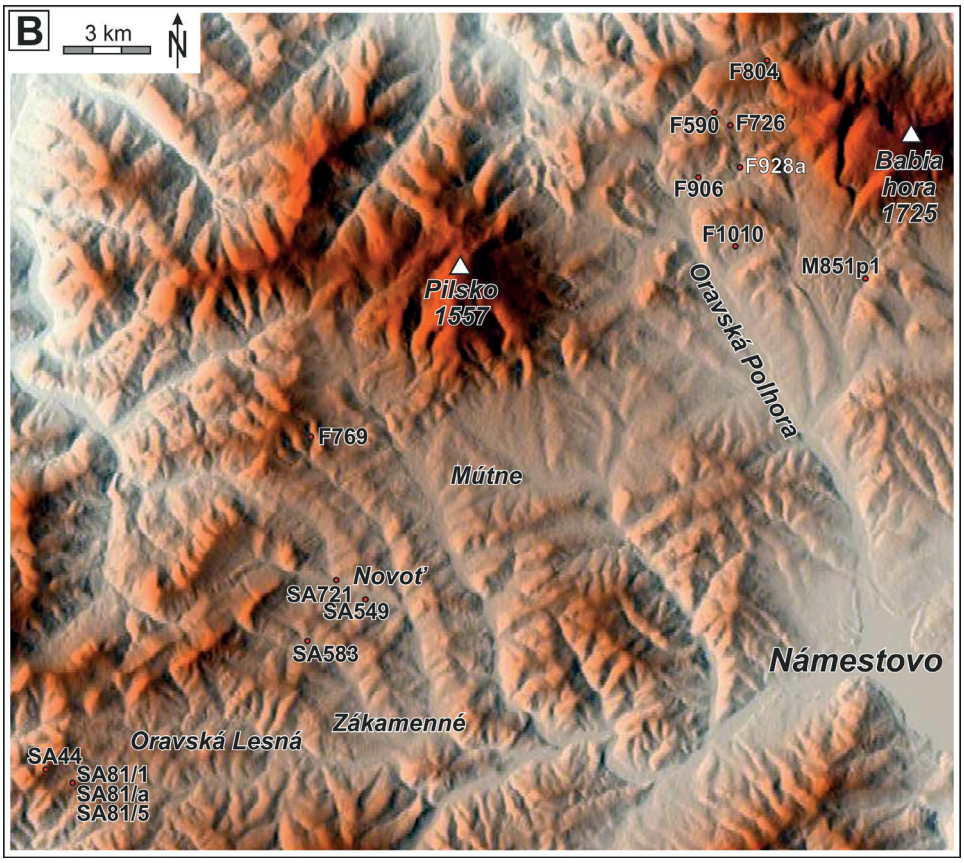
Počas sedimentácie glaukonitových pieskovcov prevládal trend narastania podielu ílovcovej zložky a zmenšovania zrnitosti do nadložia a smerom od zdroja na juh. Pieskovce mali zároveň rôznu zrnitosť a rôzne sa miešali s ďalšími litofáciami sedimentujúcimi v magurskom bazéne. Na základe toho boli vyčlenené viaceré litostratigrafické jednotky s výskytom glaukonitových pieskovcov. Centrálnu časť sedimentárneho telesa (vejára) glaukonitových pieskovcov tvoria bystrické vrstvy (Potfaj et al., 2003; Teťák et al., 2016a, b). Ich ekvivalentom v Poľsku sú lącké vrstvy (Sikora a Żytko, 1959; Książkiewicz, 1966; Ryłko, 1992) a bystrické súvrstvie (Oszczypko, 1991) vystupujúce v bystrickej jednotke a južnej časti račianskej jednotky. Južný okraj vejára predstavujú oravskoveselské vrstvy (Teťák et al., 2016a, b). Vejár v malom rozsahu zasahoval až do krynickej jednotky (raciborské súvrstvie na Orave; Teťák et al., 2016a, b). Na západe, z distálnej časti vejára, sedimentovali glaukonitové pieskovce v oblasti bielokarpatskej jednotky (svodnické súvrstvie; Teťák 2016).

Hrubozrnný až zlepencový vývoj v proximálnej časti vejára označujú v Poľsku ako tzv. pasierbiecke pieskovce (Sikora a Żytko, 1959; Golonka a Malata, 1976; Ryłko et al., 1992). Spomínaný hruboklastický vývoj prechádza na Slovensko v oblasti Javorníkov a ďalej na západ na Moravu v račianskej jednotke ako spodné luhačovické vrstvy



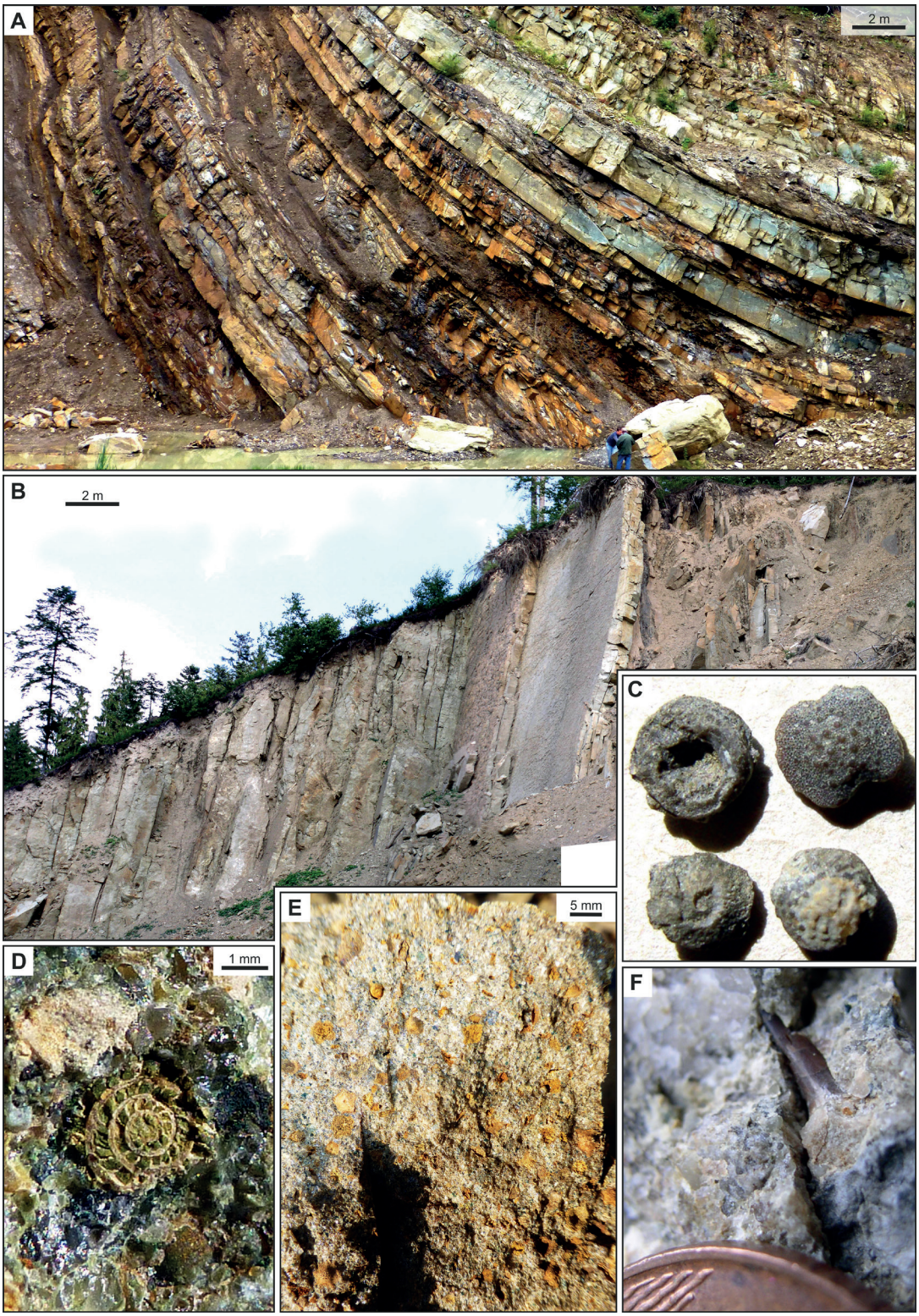
Obr. 3. Mapa lokalizácie odberu vzoriek v Javorníkoch medzi Papradnom a Kolárovicami (odber F. Teťák a S. Buček).

Fig. 3. Localization map of sampling sites in the Javorníky Mts. between the Papradno and Kolárovice villages (sampled by F. Teťák and S. Buček).



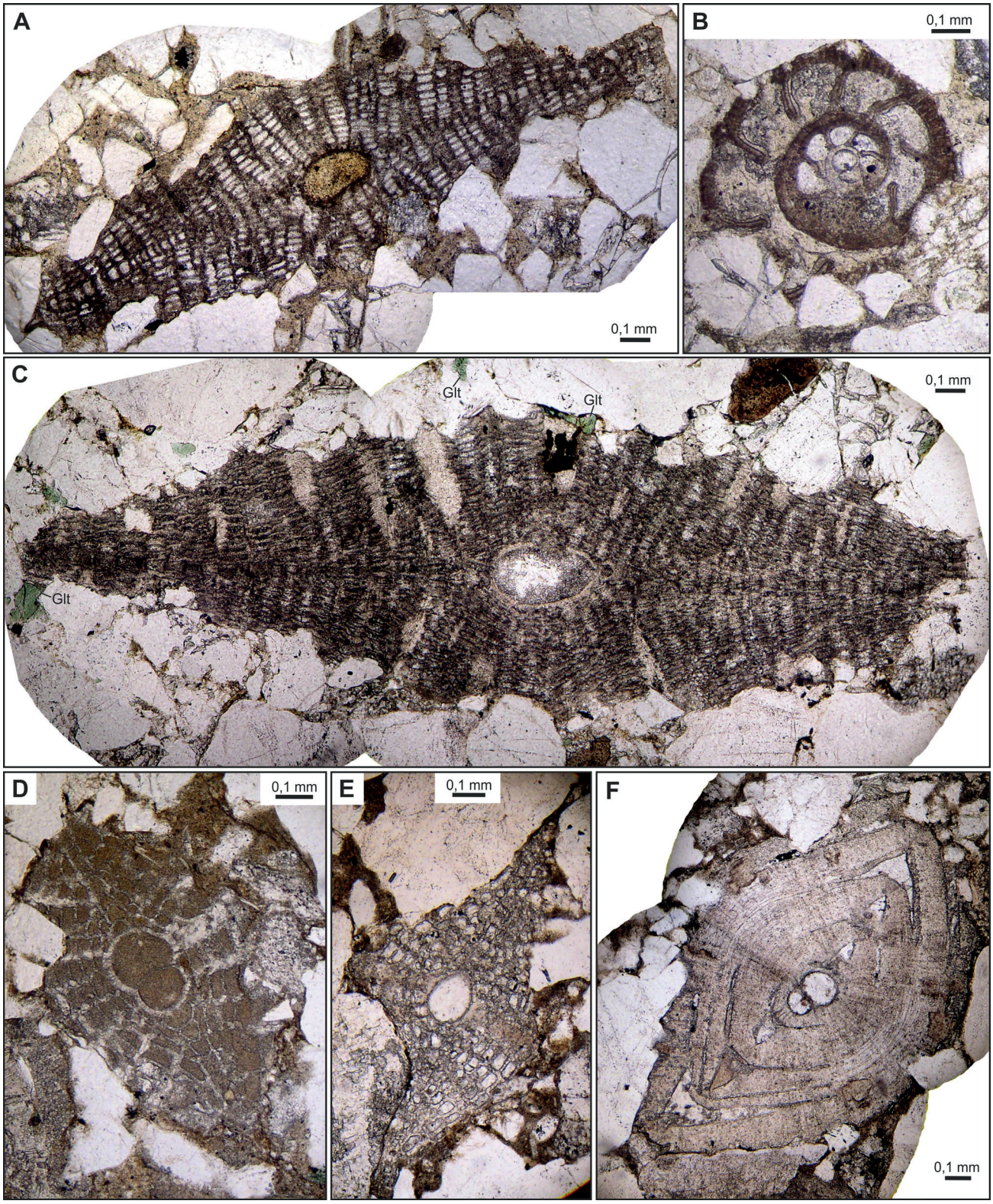
Obr. 4. Mapa lokalizácie odberu vzoriek v regióne Biela Orava medzi Oravskou Lesnou a Oravskou Polhorou (odber S. Buček, A. Nagy, F. Teťák a M. Kováčik).

Fig. 4. Localization map of sampling sites in the Biela Orava region between the Oravská Lesná and Oravská Polhora villages (sampled by S. Buček, A. Nagy, F. Teťák and M. Kováčik).



Obr. 5. **A)** Bystrické vrstvy v lome sz. od Novote; **B)** spodné luhačovické vrstvy v lome Babiše (Dp62), v pravej časti prechádzajú do tenko vrstveného vývoja sedimentov belovežského typu medzi spodnými a vrchnými luhačovickými vrstvami; **C)** voľné zvetrané veľké dierkavce z bystrických vrstiev (Papradno); **D)** rovníkový rez schránkou, ktorej komôrky sú vyplnené glaukonitom (hrubozrnný glaukonitový pieskovec bystrických vrstiev, Oravská Polhora); **E)** zvetrané veľké dierkavce v glaukonitových pieskovcoch bystrických vrstiev bystrickej jednotky (Oravská Polhora); **F)** žraločí zub v glaukonitovom pieskovci bystrických vrstiev (Veľké Rovné-Kočí zámok) (foto: F. Teťák).

Fig. 5. **A)** Bystrica Mb. in the quarry NW of Novoť village; **B)** Lower Luhačovice Mb. in the quarry Babiše (Dp62), in the left side passing in the thin-bedded sequence of the Beloveža type between the Lower and Upper Luhačovice Mb.; **C)** Free weathered larger benthic foraminifers from the Bystrica Mb. (Papradno); **D)** Equatorial section through the foraminifera test, chambers are filled by glauconite (coarse grained glauconitic sandstone of the Bystrica Mb., Oravská Polhora); **E)** Weathered larger benthic foraminifers in the glauconitic sandstones of the Bystrica Mb. of the Bystrica Unit (Oravská Polhora); **F)** Shark tooth in glauconitic sandstone of the Bystrica Mb. (Veľké Rovné-Kočí zámok) (Photo: F. Teťák).



Obr. 6. Prierezy veľkých dierkavcov z kremitých glaukonitových pieskovcov spodných luhačovických vrstiev (A, B, C) a z bystrických vrstiev (D, E, F): **A)** *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), **B)** *Nummulites pernotus* Schaub, **C)** *Discocyclina scalaris* (Schlumberger), **D)** *Asterocyclina stella* (Gümbel), **E)** *Discocyclina douvillei* (Schlumberger), **F)** *Nummulites* cf. *variolarius* (Lamarck). Vekové zaradenie: vrchná časť staršieho eocénu – spodná časť stredného eocénu (ypres – lutét). (A, B – vz. J340c – s. od Papradna, C – vz. Dp62 – Kolárovice, Babiše; D, E, F – vz. J375 – s. od Brvnišťa) (foto: F. Teťák).

Fig. 6. Sections of larger benthic foraminifers from quartz glauconitic sandstones of Lower Luhačovice Mb. (A, B, C) and from the Bystrica Mb. (D, E, F): **A)** *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), **B)** *Nummulites pernotus* Schaub, **C)** *Discocyclina scalaris* (Schlumberger), **D)** *Asterocyclina stella* (Gümbel), **E)** *Discocyclina douvillei* (Schlumberger), **F)** *Nummulites* cf. *variolarius* (Lamarck). Age determination: upper part of early Eocene – lower part of middle Eocene (Ypresian – Lutetian). (A, B – sample J340c – N of Papradno, C – sample Dp62 – Kolárovice, Babiše; D, E, F – sample J375 – N of Brvnište) (Photo: F. Teťák).

Tab. 2. Obsah veľkých dierkavcov zo vzoriek z magurského príkrovu z Javorníkov (určil S. Buček).

Tab. 2. Larger benthic foraminifera from the Magura Nappe of the Javorníky Mts. (determined by S. Buček).

J375 – s. od Brvnišťa	**G7a** – s. od Hliníka n. V.	**G7b** – s. od Hliníka n. V.	**J340c** – s. od Papradna	**G100** – sv. od Kotešovej	**Dp62** – Kolárovice – Babiše	Číslo vzorky – Lokalita / Veľké bentické dierkavce
●	●	●		●	●	*Asterocyclina* sp.
●						*Asterocyclina stella* (GÜMBEL)
●	●	●	●		●	*Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER)
					●	*Discocyclina* cf. *pseudoaugustae* (PORTNAYA)
					●	*Discocyclina scalaris* (SCHLUMBERGER)
●						*Discocyclina douvillei* (SCHLUMBERGER)
	●	●	●			*Nummulites* sp.
	●	●				*Nummulites* cf. *globulus* LEYMERIE
	●	●				*Nummulites subramondi* DE LA HARPE
		●				*Nummulites nitidus* DE LA HARPE
●	●				●	*Nummulites aquitanicus* BENOIST
●			●			*Nummulites pernotus* SCHAUB
●						*Nummulites* cf. *vonderschmitti* SCHAUB
●						*Nummulites aquitanicus* BENOIST
●						*Nummulites* cf. *variolarius* (LAMARCK)
●		●				*Orbitoclypeus douvillei* (SCHLUMBERGER)
	●	●			●	koralinné riasy
●	●					lastúrniky
●		●				machovky
●	●	●				malé foraminifery
		●				malé foraminifery – *Sphaerogypsina* sp.
	●					krinoidy
starší eocén (mladší ypres – kuis)	starší eocén	starší eocén	starší eocén	?	starší eocén – ypres	Vekové zaradenie

(Teťák in Mello et al., 2005, 2011). Práve v prevažne stredno- až hrubozrnných kremitých glaukonitových pieskovcoch sú VBD zastúpené najhojnejšie.

V podloží zasahuje sedimentácia glaukonitových pieskovcov do vychylovského až belovežského súvrstvia (Potfaj, 1989), v nadloží do újezdských vrstiev (Teťák et al., 2016a, b) či belovežského súvrstvia (ekv. podmagurské vrstvy – Ryłko, 1992).

Neskôr, od konca stredného eocénu do začiatku oligocénu, sedimentoval mladší cyklus sedimentácie glaukonitových pieskovcov, ktoré však majú podstatne nižší obsah VBD. Reprezentujú ho podmagurské vrstvy (Sikora a Żytko, 1959; Książkiewicz, 1966; Ryłko, 1992), železnikowské súvrstvie. (Oszczypko, 1991) a na Morave a Slovensku vsetínske vrstvy (Pesl, 1968).

Významnejší výskum VBD sa vykonával najmä vo flyšových sekvenciách na východnom Slovensku (Nemčok a Vaňová, 1977). V bystrickej jednotke zaznamenali len dve chudobné lokality, z ktorých spoločenstvá VBD udávajú vek kuis [*Nummulites burdigalensis burdigalensis* (HARPE)] a lutét [*Nummulites gallensis* (HEIM), *N. millecaput minor* (HEIM) a *Assilina* sp.].

Zo slovenského územia západnej časti flyšového pásma VBD podrobnejšie študoval Köhler (Potfaj et al., 1979) z vychylovských vrstiev bystrickej jednotky na Kysuciach. Spoločenstvo VBD najmä na základe výskytu *Nummulites* cf. *murchisoni* BRUNNER, *N.* cf. *partschi* DE LA HARPE, *N. praelaevigatus* SCHAUB, *N.* cf. *gallensis* HEIM, *N. distans* DESHAYES, *N. pratti* D´ARCHIAC et HAIME a *N. laevigatus* (BRUGUIÉRE) vekovo zaraďuje na hranicu staršieho eocénu (kuisu) a bázy lutétu.

V glaukonitových pieskovcoch bystrických vrstiev bystrickej jednotky v oblasti Javorníkov vykonávali výskum VBD aj Köhler a Salaj (1999). Zo spodnej časti bystrických vrstiev opísali spoločenstvo orbitoidných VBD spodnolutétskeho veku, zaradené do ortofragminovej biozóny 0,8 – 0,9 (podľa Lessa, 1987). Spoločenstvo tvorili *Orbitoclypeus douvillei douvillei* (SCHLUMBERGER), *O. varians angoumensis* LESS a *Asterocyclina stellata adourensis* LESS. Autori podotkli, že spodnolutétske spoločenstvá VBD sú v oblasti Západných Karpát veľmi vzácne, keďže ide o obdobie po skončení sedimentácie v pribradlovej zóne a pred transgresiou vnútrokarpatského paleogénu.

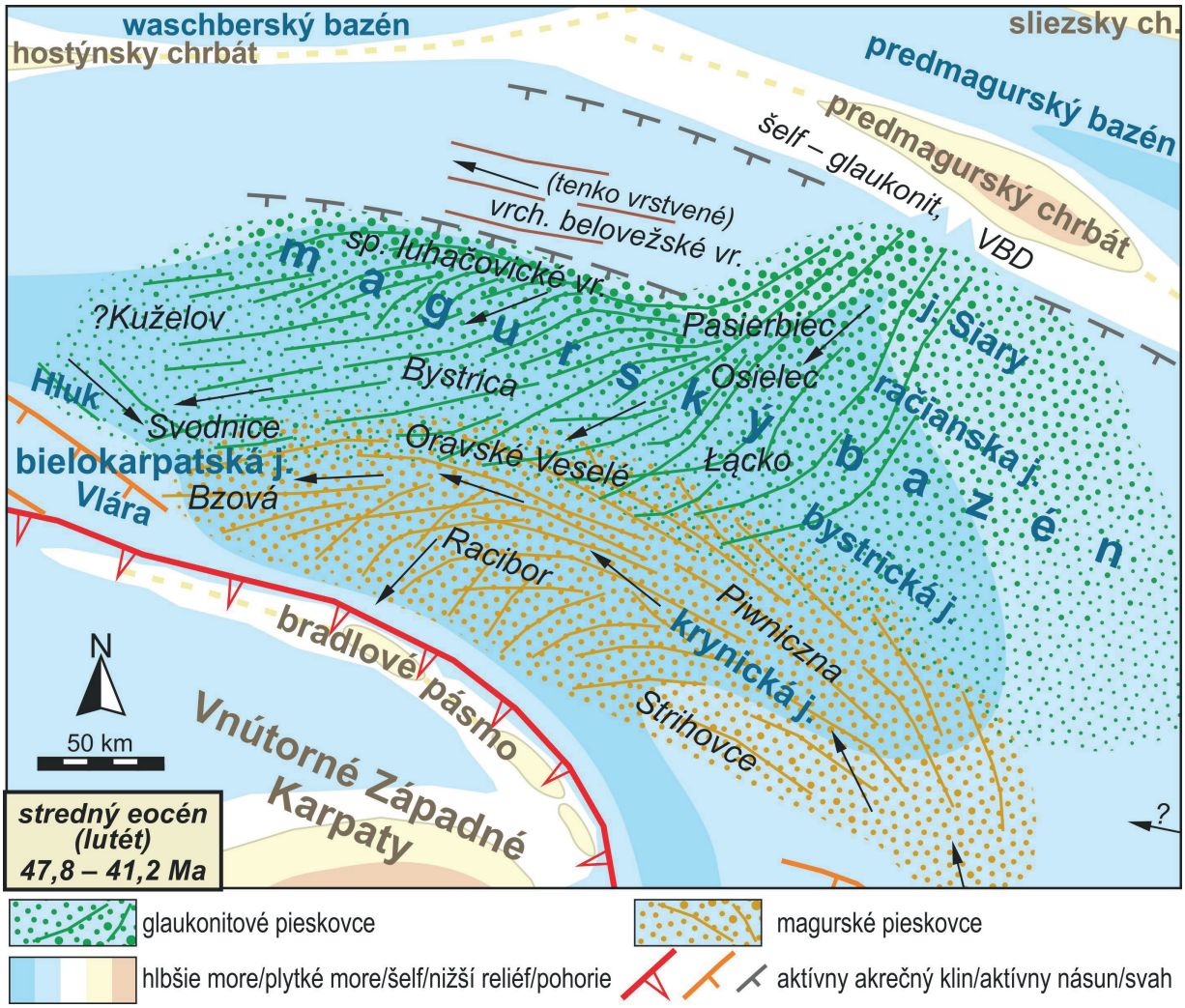
Pesl a Váňová (1965) z lokality Březůvky z pieskovcov spodných luhačovických vrstiev uvádzajú hojne sa vyskytujúcu faunu VBD [*Nummulites striatus striatus* (BRUGIÈRE), *N. burdigalensis inkermanensis* NEMKOV, *N. gallensis* HEIM, *N. partschi* HARPE, *N. murchisoni* BRUNNER, *N. millecaput millecaput* BOUBÉE, *N. millecaput minor* ROZLOZSNIK, *N. laevigatus* (BRUGIÈRE) a *N. distans* DESH]. Na základe rozdielneho vekového rozsahu určených druhov a výrazného opracovania schránok usudzujú, že ide o redeponovanú asociáciu VBD, ktorej pôvodný vek je mladší lutét.

Zvýšený výskyt organických úlomkov môže mať súvis s výskytom glaukonitu v pieskovcoch. Oba totiž predstavujú alochtónnu zložku sedimentu, ktorej pôvod bol na šelfe. Podľa teórie Odina a Mattera (1981) sa glaukonit vytvára vnútri minerálu alebo

Tab. 3. Obsah veľkých dierkavcov zo vzoriek z magurského príkrovu z Oravy (určil S. Buček).

Tab. 3. Larger benthic foraminifera from the Magura Nappe of the Orava region (determined by S. Buček).

Číslo vzorky – Lokalita / Veľké bentické dierkavce	**SA81/1** – Oravská Lesná	**SA81/a** – Oravská Lesná	**SA81/5** – Oravská Lesná	**SA44** – Oravská Lesná	**SA583** – Zákamenné	**SA549** – Novoť	**SA721** – Novoť	**F804** – Jalovecká dol.	**F906** – Oravská Polhora	**F928a** – Oravská Polhora	**F1010** – Oravská Polhora	**M851p1** – potok Zagurka	**F590** – potok Hlásna rieka	**F726** – sz. od Babej hory	**F769** – z. od k. Komárne
Asterocyclina stella (GÜMBEL)			●												
Asterocyclina stella taramellii MUNIER-CHALMAS									●						
Discocyclina archiaci (SCHLUMBERGER)	●							●	●	●	●	●		●	
Discocyclina dispansa (SOWERBY)				●	●										
Discocyclina discus (RÜTIMEYER)				●									●		
Discocyclina cf. *tenuis* DOUVILLÉ											●	●			
Discocyclina cf. *pratti* (MICHELIN)													●		
Discocyclina chudeaui (SCHLUMBERGER)													●		
Discocyclina sp.												●			●
Miscellanea cf. *miscella* D´ARCHIAC ET HAIME								●							
Nummulites lehneri SCHAUB					●										
Nummulites variolarius (LAMARCK)													●		
Nummulites cf. *manfredi* SCHAUB		●													
Nummulites cf. *gallensis* HEIM		●	●												
Nummulites cf. *laevigatus* (BRUGUIÉRE)							●								
Nummulites cf. *exilis* DOUVILLÉ								●							
Nummulites cf. *globulus* LEYMERIE										●		●			
Nummulites cf. *brongniarti* D´ARCHIAC ET HAIME													●		
Nummulites sp.				●		●								●	●
Operculina sp.		●								●					
Orbitoclypeus chudeaui (SCHLUMBERGER)			●												
Orbitoclypeus cf. *douvillei* (SCHLUMBERGER)												●			
koralinné riasy		●		●	●			●		●	●				
lastúrniky		●						●		●					
machovky				●	●							●			
malé foraminifery									●	●	●	●			
Vekové zaradenie	starší eocén – ilerd-kuis	spodná časť stredného eocénu – lutét, SBZ 13 – 16	spodná časť stredného eocénu – lutét, SBZ 13 – 16	stredný eocén – lutét, SBZ 14 – 15	stredný eocén – lutét, SBZ 14 – 15	?stredný eocén	stredný eocén – lutét, SBZ 14 – 15	starší eocén (najskôr ilerd)	starší eocén (najskôr ilerd)	starší eocén (ilerd)	starší eocén (najskôr ilerd – kuis)	starší eocén až spodná časť stredného eocénu	vrchná časť stredného eocénu – mladší bartón, SBZ 18	starší eocén až spodná časť stredného eocénu (kuis – lutét)	?starší až ?stredný eocén



Obr. 7. Paleogeografická situácia magurského bazénu v období sedimentácie glaukonitových pieskovcov (podľa Teťáka et al., 2019).
Fig. 7. Paleogeographic scheme of the Magura basin during the period of deposition of the glauconitic sandstones (according to Teťák et al., 2019).

organickej štruktúry, napr. vo fekálnych peletách, v schránkach dierkavcov a iných mikrofosílií. Glaukonit sa vyzráža v póroch štruktúry súčasne s jej rozpúšťaním. Uvedená iónová výmena sa deje na rozhraní sediment/voda a vyžaduje si dostatočný čas bez novej sedimentácie. Preto je výskyt glaukonitu dobrým indikátorom nízkej rýchlosti sedimentácie až hiátu. Pri splnení ďalších podmienok (napr. teplota, pH, Eh, prítomnosť Si, Al, K a Fe) najvhodnejšie podmienky na tvorbu glaukonitu sú na vonkajšom šelfe a v hornej časti svahu (Odin a Fullagar, 1988).

VBD boli na miesto sedimentácie redeponované spolu s glaukonitom a ďalším klastickým materiálom. To znamená, že je potrebné počítať s redepozíciou a vek sedimentov môže byť mladší, než je vek určený na základe spoločenstva VBD. Pri určovaní veku litostratigrafickej jednotky a tektonickej jednotky treba zohľadniť aj zistené výsledky určenia malých dierkavcov, a najmä vápnitého nanoplanktónu.

Vek bystrických vrstiev sa v minulosti viackrát spresňoval na základe obsahu kokolitov (vápnitého nanoplanktónu) ako stredný eocén (Korábová a Potfaj, 1991), stredný eocén, NP 17 – bartón (Potfaj in Mello et al., 2005), alebo stredný (až mladší?) eocén s možným presahom do staršieho eocénu (Potfaj et al., 2003; Mello et al., 2011). V regióne Orava určila Žecová (Teťák et al., 2016b) spoločenstvo nanoplanktónu stredného eocénu, zón NP 16 a NP 17, s menším presahom do mladšieho eocénu zóny NP 18. Vrchné ohraničenie bystrických vrstiev na rozhraní medzi stredným a mladším eocénom predpokladajú aj Książkiewicz (1966), Golonka a Malata (1976), Golonka (1977), Ryłko (1992) a Pivko (1998). Kováčik et al. (2012) uvádzajú vek bystrických vrstiev na východnom Slovensku v rozsahu nanoplanktónových zón NP 16 až NP 19. Sikora a Żytko (1959) udávajú strednoeocénny vek pasierbieckych pieskovcov, ktoré sú ekvivalentom spodných luhačovických vrstiev. Vek spodných luhačovických vrstiev je podľa Mella et al. (2005) stredný eocén.

Záver

Vekové zaradenie spoločenstva veľkých bentických dierkavcov získaného z kremitých glaukonitových pieskovcov až drobnozrnných zlepencov z bystrických vrstiev

magurského príkrovu a spodných luhačovických vrstiev z Oravy a Javorníkov môžeme zhrnúť takto:

- Orava: bystrické a oravskoveselské vrstvy zlínskeho súvrstvia račianskej a bystrickej jednotky – starší eocén (ilerd až ilerd – kuis), stredný eocén (lutét, SBZ 13 – 15, s možným zasahovaním do SBZ 16). Najmladšie spoločenstvo VBD možno zaradiť do stredného eocénu (mladší bartón, SBZ 18).
- Javorníky: bystrické vrstvy bystrickej jednotky a spodné luhačovické vrstvy luhačovického súvrstvia račianskej jednotky – starší eocén (mladší ypres – kuis) až báza stredného eocénu (báza lutétu).

Poďakovanie

Tento výskum sa realizoval v rámci projektov Ministerstva životného prostredia SR *Geologická mapa regiónu Stredné Považie 1 : 50 000, č. 12/94-1* a *Geologická mapa regiónu Biela Orava v mierke 1 : 50 000, č. 09 11*. Autori sú zaviazaní za cenné pripomienky recenzentom Natálii Hlavatej Hudáčkovej a Jánovi Sotákovi, ako aj redakcii časopisu.

Literatúra

Bassi, D., Ćosović, V., Less, G., Mietto, P., Papazzoni, C. A., Trevisani, E. a Ungaro, S., 2000: Biostratigraphy and paleoecology at the Middle-Upper Eocene boundary: The Venetian area. In: Bassi, D. (ed.): Shallow water benthic communities at the Middle-Upper Eocene boundary, Southern and North-eastern Italy, Slovenia, Croatia, Hungary. Ann. Univ. Ferrara (Suppl.), 8, 43 – 93.

Bieda, F., 1946: Stratigrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. Rocz. Pol. Tow. geol., 16, 1 – 52.

Bieda, F., 1966: Duże otwornice z eocenu serii magurskiej okolic Babiej Góry. In: Przewodnik XXXIX zjazdu Polskiego towarzystwa geologicznego – Instytut Geologiczny, Warszawa, 60 – 90.

Bieda, F., Geroch, S., Koszarski, L., Książkiewicz, M. a Żytko, K., 1963: Stratigraphie des Karpates Externes Polonaises. Association gélogique Karpato-Balkanique VI – Éme congrés Varsovie – Cracovie 1993. Rech. gél. dans . Karpat., 10, 181, 5 – 175.

Bieda, F., Jednorowska, A. a Książkiewicz, M., 1967: Stratigraphy of the Magura Series around Babia Gúra. Biul. Inst. geol. (Warszawa), 2, 211.

BouDagher-Fadel, M. K., 2018: Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera, Sec. ed. London, UCL Press, 693 s. DOI: https:// doi.org/ 10.14324/ 111.9781911576938.

Buček, S., 2004: Príloha č. 1: Biostratigrafické vyhodnotenie bentóznych veľkých foraminifer z kriedových a paleogénnych sedimentov z listu 25-424 Bytča a 25-442 Súľov-Hradná. In: Buček, S., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A., Siráňová, Z. a Boorová, D., 2004: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-424 Bytča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 87.

Golonka, J., 1977: Wyniky badań litostratygraficznych serii magurskiej miedzy Babią Górą a Pilskiem. Kwart. geol. (Warszawa), 21, 398 – 399.

Golonka, J. a Malata, E., 1976: Stratigraphy of the Magura Unit in Zywiecki Beskid between Babia Góra and Pilsko. Manuskript. Krakow, Pol. Inst. Geol., 10 s.

Hottinger, L., 1964: Les genres Operculina et Heterostegina (Foraminifères) et leur utilité stratigraphique. Mém. Bur. Réch. Géol. Min. (Paris), 28, 2, 1 014 – 1 031.

Hottinger, L., 1977: Foraminifères operculiniformes. Mém. Mus. Natn. Hist. Nat. (n. s.), C (Paris), 40, 1 – 159.

Kleiber, G. W., 1991: Nummuliten der paläogenen Tethys in Axialschnitten. Tübinger Mikropaläont. Mitt. (Tübingen), 9, 1 – 161.

Korábová, K. a Potfaj, M., 1991: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z mapy okolia Pilska na základe foraminifer a vápnitého nanoplanktónu. In: Pivko, D., Beňuška, P., Korábová, K., Kováčik, M., Potfaj, M., Siráňová, Z. a Vranovská, A., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape okolia Pilska 1 : 25 000 na listoch 26-142 Mútne a 26-231 Oravské Veselé. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 78 s.

Kováčik, M. (ed.), Bóna, J., Gazdačko, Ľ., Kobulský, J., Maglay, J., Žecová, K., Derco, J., Zlinská, A., Siráňová, Z., Boorová, D., Bónová, K., Buček, S., Kucharič, Ľ., Kubeš, P., Bačová, N., Petro, Ľ. a Vaněková, H., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Beskýd-západná časť v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 180 s.

Köhler, E. a Salaj, J., 1999: Ortophragminae (veľké foraminifery) v magurskej jednotke Nízkych Javorníkov (západné Slovensko). Zem. Plyn Nafta, 44, 73 – 81.

Książkiewicz, M., 1966: Geologia regionu babiogórskiego. In: Przewodnik XXXIX zjazdu Polskiego towarzystwa geologicznego. Warszawa, Inst. Geol., 5 – 59.

Książkiewicz, M., 1958: Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. Biul. Inst. Geol. (Warszawa), 135, 43 – 82.

Laurinc, D. a Teťák, F., 2017: Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z regiónu Biela Orava (magurská skupina príkrovov, Vonkajšie Západné Karpaty). Geol. Práce, Spr., 130, 29 – 46.

Less, G., 1987: Paleontology and stratigraphy of the European Orthophragminae. Geologica hung., Ser. palaeont. (Budapest), 51, 1 – 373.

Less, G., 1998: The Zonation of the Mediterranean Upper Paleocene and Eocene by Orthophragmninae. Dela-Opera SAZU 4. razr., Ljubljana, 34, 2, 21 – 43.

Less, G. a Papazzoni, C. A., 2000: Orthophragminid and operculinid events at the Middle-Upper Eocene boundary in Europe. Ann. Mus. Civico Storia Natur. Ferrara, 3, 43 – 46.

Less, G. a Özcan, E., 2012: Bartonian-Priabonian larger benthic foraminiferal events in the Western Tethys. Aust. J. Earth Sci. (Wien), 105, 1, 129 – 140.

Mello, J., Potfaj, M., Teťák, F., Havrila, M., Rakús, M., Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Salaj, J., Maglay, J., Pristaš, J. a Fordinál, K., 2005: Geologická mapa Stredného Považia 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Mello, J., Potfaj, M., Teťák, F., Havrila, M., Rakús, M., Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Salaj, J., Maglay, J., Pristaš, J. a Fordinál, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Stredného Považia 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 378 s.

Nemčok, J. a Vaňová, M., 1977: Redeposition of Large Foraminifers in East Slovakia Flysch Belt. Geol. Práce, Spr., 67, 105 – 134.

Odin, G. S. a Matter, A., 1981: De glauconarium origine. Sedimentology, 28, 611 – 641.

Odin, G. S. a Fullagar, P. D., 1988: Geological significance of the glaucony facies. In: Odin, G. S. (ed.): Marine Clays. Development in Sedimentology, 45. Amsterdam, Elsevier, 295 – 332.

Oszczypko, N., 1991: Stratigraphy of the Paleogene deposits of the Bystrica Subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci., 39, 4, 415 – 431.

Papazzoni, C. A. a Sirotti, A., 1995: Nummulite biostratigraphy at the Middle/Upper Eocene boundary in the Northern Mediterranean area. Riv. ital. Paleont. Stratigr. (Milano), 101, 1, 68 – 80.

Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových karpat na území ČSSR a PLR. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 9, 71 – 118.

Pesl, V. a Váňová, M., 1965: Březůvky – lokalita nummulitové fauny v luhačovických vrstvách. Zpr. geol. Výsk. v Roku. 1963, 2 Slovensko (Bratislava), 75 – 76.

Pivko, D., 1998: Cycles of different scale in the turbidites of the Magura nappe on the northern Orava, Western Carpathians (Campanian – Upper Eocene). Slovak Geol. Mag., 4, 2, 95 – 106.

Pivko, D., 2002: Geology of Pilsko mountain and surroundings (Flysch belt on northern Orava). Acta Geol. Univ. Comen. (Bratislava), 57, 67 – 94.

Potfaj, M., 1989: Vychylovské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka v magurskom flyši (Paleogén Kysúc a Oravy). Spr. geol. Výsk. (Bratislava), 43 – 49.

Potfaj, M., Gašpariková, V. a Köhler, E., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape M 1 : 25 000, list M-34-87-C-c (Nová Bystrica). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 47 s.

Potfaj, M., Šlepecký, T., Maglay, J., Hanzel, V., Boorová, D., Žecová, K., Kohút, M., Nagy, A., Teťák, F., Vass, B., Sandanus, M., Buček, S., Sýkora, M., Köhler, E., Fejdiová, O., Kandera, K., Samuel, O., Bubík, M. a Beleš, F., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Kysúc 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 193 s.

Ryłko, W., 1992: Litostratygrafia osadów płaszczowiny magurskiej w południowo-wschodniej części Beskidu Żywieckiego (Karpaty Zewnętrzne). Biuletyn (Państw. Inst. geol.), 368, 37 – 63.

Ryłko, W., Żytko, K. a Raczkowski, W., 1992: Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1 : 50 000, Arkusz Cadca, Ujsoly. Warszawa, Państw. Inst. geol., 36 s.

Schaub, H., 1981: Nummulites et Assilines de la Tethys paléogene. Taxinomie, phylogenese et biostratigraphie. Schweiz. paläont. Abh. (Basel), 104, 1 – 236.

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Z., Tosquella, J. a Zakrevskaya, E., 1998: Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Bull. Soc. géol. France (Paris), 169, 2, 281 – 299.

Sikora, W. a Żytko, K., 1959: Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Biul. (Państw. Inst. geol.), 141, 60 – 204.

Starzec, K. a Koszowska, E., 2003: On the nature of glaucony from selected oligocene beds of the polish flysch carpathians. Mineral. pol., 34, 2, 67 – 92.

Teťák, F., 2016: Bielokarpatská jednotka, geologická stavba a vývoj západne od Veľkej Javoriny. Námestovo, Štúdio F, 32 s.

Teťák, F. (ed.), Kováčik, M., Pešková, I., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J. a Vlačiky, M., 2016a: Geologická mapa regiónu Biela Orava v mierke 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Teťák, F. (ed.), Kováčik, M., Pešková, I., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Vlačiky, M., Laurinc, D., Žecová, K., Zlinská, A., Liščák, P., Marcin, D., Žilka, A., Kucharič, Ľ., Gluch, A. a Baláž, P., 2016b: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Biela Orava v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 217 s.

Teťák, F., Cieszkowski, M., Golonka, J., Waśkowska, A. a Szczęch, M., 2017: The Ropianka Formation of the Bystrica Zone (Magura Nappe, Outer Carpathians): proposal for a new reference section in northwestern Orava. Ann. Soc. geol. Pol., 87, 3, 257 – 272.

Teťák, F., Pivko, D. a Kováčik, M., 2019: Depositional systems and paleogeography of Upper Cretaceous-Paleogene deep-sea flysch deposits of the Magura Basin (Western Carpathians). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 533, 1 – 21.

Uhlig, V., 1888: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 38, 83 – 264.

Summary

The references of Larger Benthic Foraminifera (LBF) in sediments of the Magura Nappe of various ages and various lithostratigraphic units have been common in the past, but a more detailed elaboration of their occurrence is rather rare (e.g. Bieda, 1946, 1966; Bieda et al., 1963, 1967; Nemčok and Vaňová, 1977; Potfaj et al., 1979; Köhler and Salaj, 1999).

The LBF tests are particularly abundant in quartzy glauconitic sandstones of the Bystrica, Oravské Veselé and Lower Luhačovice Mbs (Bystrica and Rača Units) and mainly in coarser-grained varieties (so-called Pasierbiec type of sandstone). LBF tests are more abundant in the coarser-grained lower horizon of the layers in the T_a interval and on the bed plane.

This work is an evaluation of LBF from two regions of the western part of the Magura Nappe (Orava region and Javorníky Mts.). The occurrence of a poorer LBF community was observed in the Javorníky Mts. during geological research in the Považie region (Fig. 2) (Buček, 2004; Mello et al., 2005, 2011). The samples containing LBF belonged to glauconitic sandstones of the Bystrica and Lower Luhačovice Mbs.

Employees of the Dionýz Štúr State Geological Institute performed geological mapping and research of the geological structure of the Biela Orava region in the years 2011 to 2015 (Fig. 2) (Teťák et al., 2016a, b). The samples containing LBF were selected from Bystrica and Oravské Veselé Mbs as part of the study of the petrographic composition of sandstones (Laurinc and Teťák, 2017).

Bystrica Mb. is formed mainly by glauconitic sandstones, which are genetically associated with the so-called Bystrica type claystone. The ratio of sandstones to claystones is less than 1 (Mello et al., 2011; Teťák et al., 2016b). A coarser-grained variety of sandstone, enriched by LBF and other organic detritus, can be found especially in the lower part of the Bystrica Mb.

The Lower Luhačovice Mb. is mainly formed by fine-grained sandstones to fine-grained conglomerates (so-called Pasierbiec type) with a higher glauconite content, middle Eocene age (Lutetian) and sandstone to clay ratio is significantly higher than 1 (sandstone flysch) (Mello et al., 2011).

In Javorníky Mts. we found a poorer association of LBF from the lower Luhačovice Mb. of the Rača Unit (samples J340c and Dp62) – *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), *D.* cf. *pseudoaugustae* (Portnaya), *Nummulites aquitanicus* Benoist, *Asterocyclina* sp., which can be classified in the Eocene – Ypresian (Fig. 1, Tab. 2).

In the Orava region, we classify the Bystrica Mb. of the Zlín Fm. to the early Eocene (Ilerd to Ilerd – Kuis) according to the identified association LBF (Tab. 3) – *Nummulites* cf. *exilis* Douvillé, N. cf. *globulus* Leymerie, *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), *Asterocyclina stela taramellii* Munier-Chalmas, *Orbitoclypeus* cf. *douvillei* (Schlumberger), *Miscellanea* cf. *miscella* d´Archiac et Haime. Mentioned LBF association was probably redeposited from older sediments. Association of LBF – *Discocyclina dispansa* (Sowerby), *D. discus* (Rütimeyer), *Nummulites lehneri* Schaub, *N.* cf. *laevigatus* (Bruguiére), *N.* cf. *gallensis* Heim, *N.* cf. *manfredi* Schaub, *Orbitoclypeus chudeaui* (Schlumberger), *Asterocyclina stella* (Gümbel) are classified in the middle Eocene (Lutetian, SBZ 13 – 15, with possible interference with SBZ 16). The youngest association of LBF – *Discocyclina discus* (Rütimeyer), *D.* cf. *pratti* (Michelin), *D. chudeaui* (Schlumberger), *Nummulites variolarius* (Lamarck), *N.* cf, *brongniarti* D´Archiac et Haime can be classified in the middle Eocene (late Bartonian, SBZ 18; sample F590).

In addition to LBF, fragments of coralline algae, lamellibranch, bryozoans, small foraminifera, crinoids and a shark tooth were also observed in glauconitic sandstones (Tables 2 and 3, Fig. 5F).

The LBF tests were redepositioned to the deposition site along with glauconite and other clastic material. This means that redeposition must be taken into account and the age of the sediments may be younger than the age determined based on the LBF association. The sediments of the Bystrica and Lower Luhačovice Mbs deposited in the deep-sea environment mostly as a product of gravitational (turbidity) currents, less than slump bodies. The glauconite content in the studied sandstones is up to 17 %. Glauconite has a clastic origin, it occurs in various shapes and degrees of roundness (Laurinc and Teťák, 2017). Rarely, LBF with glauconite-filled chambers were observed (Fig. 5D). The material of glauconitic sandstones was derived from a Fore-Magura Ridge (Teťák et al., 2019).

Manuskript doručený: 3. 3. 2020
Revidovaná verzia doručená: 17. 9. 2020
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 1. 11. 2020

Geologická stavba záveru Vrátnej doliny (Krivánska Fatra)

Geological structure of the Vrátna dolina Valley headslopes (Krivánska Fatra Mts.)

Michal Sentpetery[1], Mário Olšavský[2], Milan Kohút[1, 3] a Ivana Pešková[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava,
michal.sentpetery@gmail.com, ivana.peskova@geology.sk
[2]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Zelená 5, 974 04 Banská Bystrica, mario.olsavsky@geology.sk
[3]Ústav vied o Zemi SAV, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, milan.kohut@savba.sk

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Geologickú stavbu oblasti Vrátnej doliny v krivánskej časti Malej Fatry tvoria horniny dvoch hlavných tektonických jednotiek Západných Karpát – tatrika a fatrika (krížňanský príkrov). Tatrikum reprezentujú takmer všetky litostratigrafické členy, no predovšetkým jurské a kriedové sedimenty sú silne redukované alebo úplne chýbajú. Sedimentárny obal tatrika je nasunutý na jeho vlastné kryštalinikum, pričom jeho najspodnejší člen – lúžňanské súvrstvie – je prítomné iba v útržkoch. Ešte extrémnejšia redukcia členov nastala v krížňanskom príkrove fatrika. Najstarším súvrstvím, s výnimkou drobných reliktov triasových sedimentov, sú tu rádiolárioové vápence ždiarskeho súvrstvia (oxford). Táto skutočnosť spôsobuje problémy pri zaraďovaní jednotlivých súvrství k tektonickým jednotkám. Tektonickú príslušnosť týchto súvrství sme určovali na základe litologického charakteru a vďaka poznatkom zo širšieho okolia, pretože tu nemožno pozorovať žiadne opakovanie horninových sledov. Všetky horninové členy tvoria jeden, zdanlivo kontinuálny vrstvový sled v stratigrafickom rozsahu od paleozoika po spodnú kriedu. Vzhľadom na predchádzajúce výskumy odlišne interpretujeme aj geologickú stavbu oblasti hrebeňa pod lanovkou. Chaotické usporiadanie alebo opakovanie triasových vrstvových sledov zaznamenané na starších mapách indikovalo určité prevrásnenie alebo duplexné štruktúry. Domnievame sa, že tieto komplikácie sú zapríčinené skôr mladými procesmi svahových deformácií, ako odrazom starších štruktúrnych deformácií.

Kľúčové slová: geologická mapa, zosuvy, Vrátna dolina, tatrikum, fatrikum, Vnútorné Západné Karpaty

Abstract. Geological structure of the Vrátna dolina Valley in the Krivánska Malá Fatra Mts. is composed of two main Western Carpathian tectonic units – Tatricum and Fatricum (Krížna nappe). Tatricum is represented by almost all common lithostratigraphic members, although mainly the Jurassic and Cretaceous sediments are either strongly reduced, or completely missing. Based on our field observation, sedimentary cover is thrusted over its own crystalline basement accompanied by the reduction of lowermost sedimentary formation – Lúžna Fm. Situation in the Krížna nappe rock sequence is even more extremly reduced. Radiolarian limestone of the Ždiar Fm. (Oxfordian) is the oldest lithostratigraphic unit. This causes considerable problems in defining the stratigraphic range of the particular units. We have defined the individual rock members into tectonic units on the basis of lithological character, because tectonic repetition or superposition of sedimentary sequences was not observed. All rock members form one apparently continuous sequence with stratigraphic range from the Paleozoic to the Early Cretaceous. We present different interpretation of the geological setting on the ridge under the Vrátna ropeway. Chaotic configuration and/or repetition of the Triassic members were documented in the older maps, which could indicate assumed folding or duplex structures. However, we suppose that these complications are the result of younger slope deformation, rather than the older tectonic deformations.

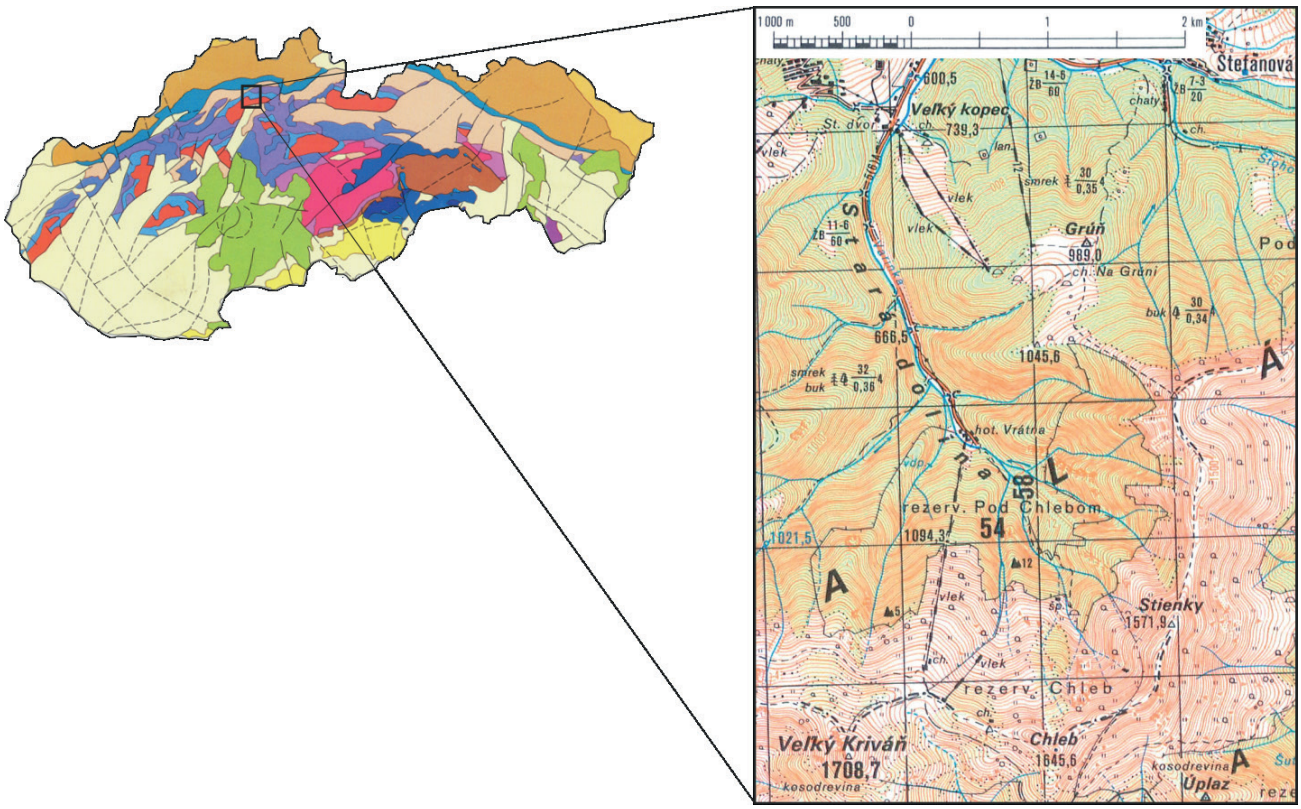
Key words: geological map, landslides, Vrátna dolina Valley, Tatricum, Fatricum, Central Western Carpathians

Úvod

Po devastácii okolia údolnej stanice lanovky vo Vrátnej doline katastrofickými hlinito-kamenitými prúdmi – murami, sprevádzanými zosuvmi pôdy v pondelok 21. 7. 2014, vznikla potreba zhodnotenia hazardu svahových pohybov a prognóza ďalšieho vývoja územia. Jedným z odporúčaní bolo aktualizovať geologickú mapu tejto oblasti v mierke 1 : 10 000. Hlavným nedostatkom aktuálnej geologickej mapy regiónu v mierke 1 : 50 000 (Haško a Polák, 1978) je, že viaceré zosuvy (predovšetkým v oblastiach kót Chleb a Hromové/Parohy) nie sú zohľadnené ako zosuvy, čo samo osebe vylučuje správnosť kartografického zobrazenia jednotlivých horninových typov v týchto častiach územia. Výsledkom takéhoto zobrazenia je veľmi skreslená predstava o skutočnej geologickej stavbe danej oblasti. Súvrstvia sú často umiestnené v chaotickej pozícii (napr. teleso samotného zosuvu pod Chlebom) alebo vytvárajú dojem, že ide o prejavy zlomovej či vrásovej tektoniky (napr. zdanie prešmyku/duplexu v rámci triasových sedimentov na hrebeni pod lanovkou). Územie je navyše nesporne postihnuté zložitými tektonickými poruchami, ktorých dešifrovanie vyžaduje skutočne presnú geologickú mapu (širšieho územia, obr. 20). Inžinierskogeologické pomery územia sú podmienené geologickou stavbou oblasti, a to predovšetkým litologickým charakterom hornín (hlinito-kamenité prúdy sa aktivovali predovšetkým v delúviách obsahujúcich úlomky mraznického súvrstvia), ale aj zlomovými štruktúrami, ktoré môžu vytvárať formy reliéfu, často vhodné na svahové pohyby (napr. odlučná hrana v zlomovej dolinke v oblasti Smrekovec).

Hlavným dôvodom reambulácie geologickej mapy bola potreba získať dodatočné poznatky o danom území kvôli vzniknutým zosuvom. Navyše, na geologickej mape (Haško a Polák, 1978) neboli rozpoznané zosuvné telesá,

čo pravdepodobne ovplyvnilo správne zobrazenie litologických celkov a zlomových štruktúr a tým relevantnú interpretáciu geologickej stavby.



Obr. 1. Situačná mapka dotknutého územia.
Fig. 1. Location of the investigated area.

Prehľad doterajších výskumov

Prvé zmienky o geologickej stavbe pohoria uverejnil Boué (1830). Stručne sa o Krivánskej Fatre zmienil aj Stur (1860), ktorý nakreslil 2 geologické rezy v oblastiach Malého Kriváňa, Malého Rozsutca a Veľkého Rozsutca. Prvé významné dielo z oblasti Krivánskej Fatry vypracoval začiatkom 20. storočia Uhlig (1902). Ku geologickej mape v mierke 1 : 75 000 zostrojil 12 geologických profilov a venoval sa aj litostratigrafii a tektonike pohoria. Výrazný pokrok v poznaní geologickej stavby Krivánskej Fatry následne priniesli práce Matějku a Kodyma (Matějka, 1927, 1931, 1932; Matějka a Kodym, 1935a, b). Ich mapy v mierke 1 : 25 000 predstavujú dodnes veľmi aktuálne a vskutku detailne spracované mapové diela. O ich aktuálnosti svedčí napríklad aj zakreslenie mohutného zosuvu na severnom svahu vrchu Chleb (1 647 m n. m.), o ktorom ešte v 80. rokoch minulého storočia geomorfológovia uvažovali ako o ľadovcovom kare (napr. Lukniš, 1942; Demianová, 1982). To, že ide o zosuv, uvádza až Nemčok (1982). Oblasť záveru Vrátnej doliny bola aj hlavnou témou diplomovej práce Barkáča (1958). Jeho prínos spočíva v doplnení viacerých horninových súborov, a predovšetkým zmapovaní „bieleho miesta“ na mape Matějku a Kodyma (1935), konkrétne východného zakončenia vystupovania kryštalinika a jeho sedimentárneho obalu. Najpodrobnejšie sa mapovaním Krivánskej Fatry zaoberal v 70. rokoch minulého storočia M. Polák. Výsledkom bolo vydanie regionálnej geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 a vysvetliviek (Haško a Polák, 1978, 1979). Najnovšie sa oblasti Vrátnej doliny sčasti venovali Sentpetery (2012) a Sentpetery a Hók (2012).

Metodika

Hlavným metodickým postupom bolo podrobné geologické mapovanie v mierke 1 : 10 000. Počas tejto úlohy bol pre potreby mapovania prvýkrát využitý aj mimoriadne detailný digitálny terénny model (DTM) získaný pomocou metódy LiDAR (obr. 20). Štúdiom takéhoto DTM je možné napríklad efektívne identifikovať skalné odkryvy v teréne, svahové deformácie, rozsah kvartérneho pokryvu, ale poskytuje aj veľmi presnú lokalizáciu objektov. Horniny kryštalinika petrograficky spracoval Milan Kohút. Na prístrojovom vybavení ŠGÚDŠ v laboratóriu elektrónovo-optických metód sa skúmané leštené výbrusy študovali na EMP CAMECA SX 100 s cieľom spresnenia minerálneho zloženia hornín, prípadne datovania monazitov chemickou izochrónovou metódou (CHIME).

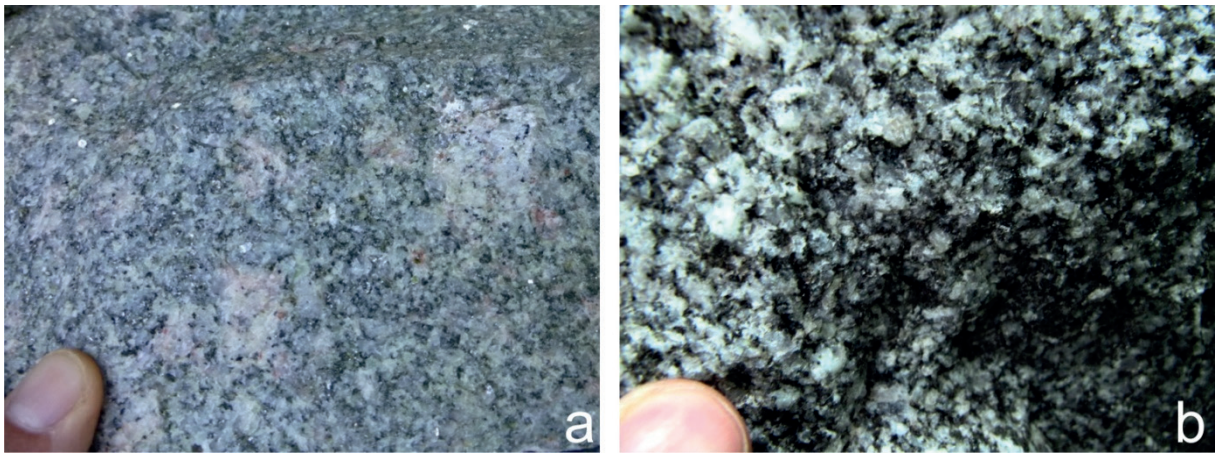
Charakteristika jednotlivých horninových členov

TATRIKUM

Kryštalinikum (turnén – visén)

Kryštalinikom študovanej oblasti za ostatných 60 rokov sa detailne zaoberali Ivanov a Kamenický (1956, 1957). Ich mapový obraz a petrografické charakteristiky sa dostali aj do mapy a vysvetliviek Maheľa (Maheľ et al., 1964a, b). Autori (l. c.) na základe terénneho výskumu a petrografie pričlenili granitické horniny z kryštalinického ostrova v závere Vrátnej doliny k *„autometamorfovaným granitom*

mladšej intruzívnej fázy – tzv. magurskému typu" s označením symbolom $^{a}\gamma^{Ma}$, pričom tento typ granitoidov sa vtedy zaraďoval ku granitom typu Prašivá. Čo je však zaujímavé, na mape Haška a Poláka (1978), kde sa kryštalinikum len preberalo z podkladov ku geologickým mapám vtedajšej edície 1 : 200 000 (Ivanov, 1956), sú granity študovaného územia zakreslené ako *„biotitické kremenné diority až granodiority – gd"*. Vo vysvetlivkách (Haško a Polák, 1979) sa dozvieme, že sa tak stalo po konzultácii s Dr. A. Klincom. Náš súčasný výskum si kládol za jeden z cieľov aj správnu klasifikáciu granitoidných hornín. Už z terénneho štúdia bolo jasné, že sa tu vyskytujú nielen stredno- až hrubozrnné zelenkavosivé muskoviticko-biotitické granodiority až granity s výrastlicami pleťových a ružových K-živcov označované v Malej Fatre ako ***„magurský typ"*** (obr. 2a), ale aj neporfyrické stredno- až hrubozrnné sivé biotitické granodiority, miestami s nevýrazne usmernenou textúrou (obr. 2b), vo všeobecnosti zaraďované k ***„ďumbierskemu typu"***. Na základe datovania monazitov chemickou izochrónovou metódou (CHIME) bol vek granitoidov stanovený na 350 ± 9,4 mil. r.



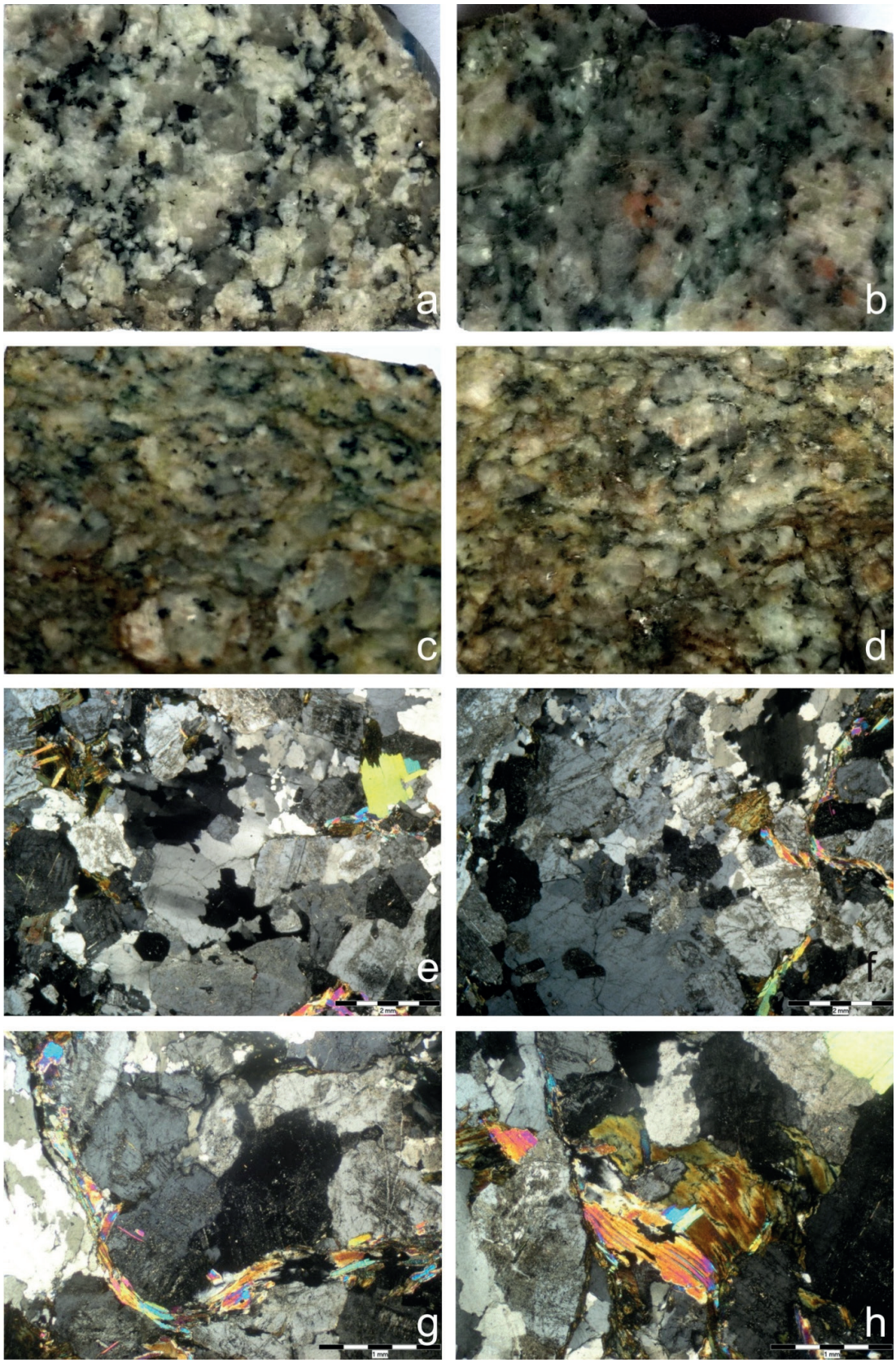
Obr. 2. Typické textúry granitoidov študovanej oblasti, reprezentatívne fotografie z relatívne najmenej tektonicky postihnutých partií: a) „magurský typ", b) „ďumbiersky typ".

Fig. 2. Typical granitoid structures of the investigated area. Samples were taken from relatively none or weak deformed parts of the granitoid massif: a) "Magura type", b) "Ďumbier type".

Petrografia hornín kryštalinika

Pri odbere reprezentatívnych vzoriek na ďalšie petrografické štúdium bolo limitujúce značné tektonicko-deformačné postihnutie (TDP) granitoidov študovanej oblasti. Z množstva terénnych vzoriek boli vybrané na výbrusy 3 vzorky – jeden typický *„ďumbiersky granodiorit"*, jeden typický *„magurský granit"* (obr. 3a, b) a vzorka z tesnej blízkosti tektonického kontaktu s mezozoickými karbonátmi vo výške 1 200 m n. m. situovaného v dolinke medzi lokalitami Kostolíky a Biele skaly (pozri obr. 20), tzv. *smrekoveckého okna*, z ktorej boli urobené 2 navzájom kolmé výbrusy (obr. 3c, d).

Medzi základnými typmi granitoidov, ako aj medzi relatívne nedeformovanými a intenzívne TDP vzorkami granitoidov zo „smrekoveckého okna" v závere Vrátnej doliny sú tu zrejmé rozdiely. Limitujúcimi faktormi sú prítomnosť fenokrystov K-živca v *„magurskom granite"* (MGMF) (pozri obr. 2a – 3b) a ich chýbanie v *„ďumbierskom granodiorite"* (DGMF) (pozri obr. 2b – 3a), ako aj relatívne hrubšie zrnitý, porfyrický charakter a zelenkavosivá farba v prípade MGMF. Strižne deformované vzorky granitoidov z kontaktu s mezozoikom sa vyznačujú tvorbou šošovkovitých „očiek" rôznej veľkosti (0,5 ~ 1,7 cm), väčšinou zložených z minerálnych agregátov (kremeň, živce a sľudy) obtečených strižnými pásmi zložených z drvených zŕn kremeňa, biotitu a živcov (obr. 3c, d). Tým pripomínajú bežné západokarpatské ortoruly. Na minerálnom zložení DGMF sa podieľajú najmä plagioklas, kremeň, biotit, K-živec, ± muskovit, z akcesórií hlavne apatit, zirkón, magnetit, allanit, epidot, ± amfibol, ± titanit, ± monazit, ± pyrit. Ako sekundárne minerály sa dajú identifikovať saussurit a sericit po plagioklasoch a chlorit po biotite. Textúra týchto granodioritov býva väčšinou všesmerne zrnitá, s náznakom plošne paralelného usmernenia biotitov (obr. 2b – 3a). DGMF „smrekoveckého okna" MF majú typickú štruktúru, hypidiomorfne zrnitú (obr. 2e, f), s náznakmi TDP prejavujúceho sa undulóznym zhášaním kremeňa (obr. 3e), usporiadaním sľúd do pásov (obr. 3g), ako aj kataklázou (drvením) a rotáciou lupeňov sľúd (obr. 3h). Tento typ biotitických granodioritov – DGMF – v Malej Fatre sa vo všeobecnosti priraďuje k suite granitických hornín Západných Karpát typu I (Petrík a Kohút, 1997). Minerálne zloženie MGMF zo „smrekoveckého okna" je v podstate podobné DGMF študovanej oblasti – ako hlavné horninotvorné minerály sú tu prítomné plagioklas (andezín až albit), K-živec, kremeň, biotit, muskovit, ale v odlišnom objemovom zastúpení. V akcesorickom množstve sa vyskytujú apatit, zirkón, magnetit, rutil, ilmenit, epidot, monazit, ± granát, ± sillimanit. Ako sekundárne minerály, podobne ako v DGMF, sa dajú identifikovať saussurit a sericit po plagioklasoch a chlorit po biotite (obr. 4b). Textúra týchto granitov je typická porfyrická (obr. 2a – 3b), štruktúra zase nerovnomerne zrnitá, hypidiomorfne zrnitá a porfyrická, s poikilitickým uzatváraním starších minerálov (obr. 4a). Čo je však zaujímavé, Broska et al. (1997) tento typ granitoidov v Malej Fatre priradili ku granitoidom typu S, pričom však v Nízkych Tatrách, kde sú obdobné porfyrické



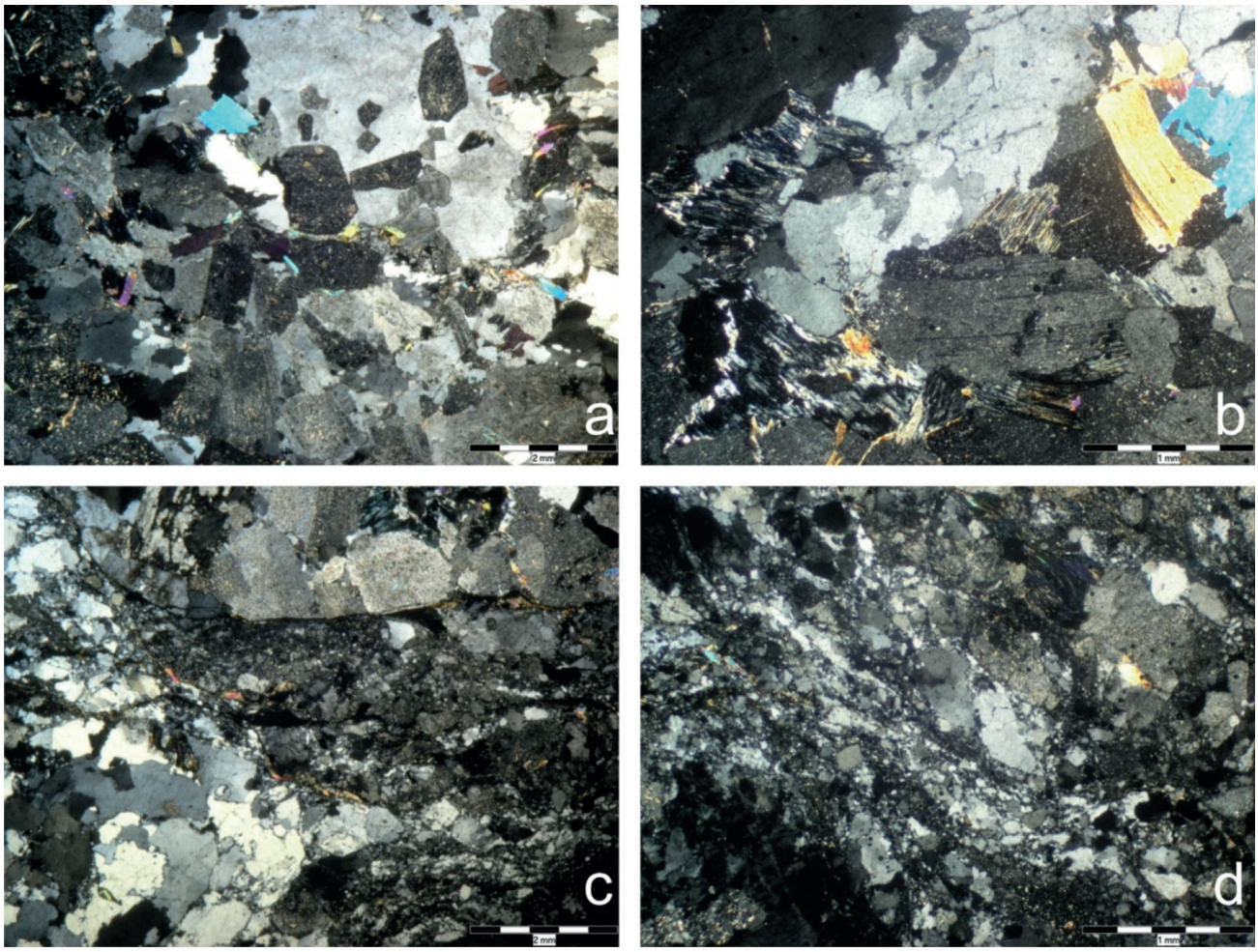
Obr. 3. **a)** Vzorka VrMK-1 predstavujúca „ďumbiersky granodiorit“ (DGMF); **b)** vzorka VrMK-6 „magurský granit“ (MGMF); nábrusy – medziprodukty pri výrobe výbrusov – veľkosť 3,2 x 2,5 cm; **c – d)** vzorka VrMK-10; 2 kolmé nábrusy z kontaktu s mezozoikom, veľkosť ca 3,2 x 2,5 cm; **e – f)** hypidiomorfne zrnitá štruktúra DGMF, vzorka VrMF-1, X nikoly; **g – h)** prejavy deformácie a usmernenia v DGMF; VrMF-1, X nikoly.

Fig. 3. **a)** Sample VrMK-1 representing „Ďumbier type of granitoid“ (DGMF); **b)** sample VrMK-6 „Magura type of granitoid“ (MGMF); polished chips – size 3.2 x 2.5 cm; **c – d)** sample VrMK-10; two perpendicular sections from the contact with the Mesozoic rocks, size cc. 3.2 x 2.5 cm; **e – f)** hypidiomorphic grained texture DGMF, sample VrMF-1, crossed nicols; **g – h)** indications of deformation and stretching lineation in the DGMF; VrMF-1, crossed nicols.

granitoidy typu Prašivá, často obsahujúce dioritické enklávy, sa takéto granity priraďujú ku granitoidom Západných Karpát typu I. Petrografický výskum strižne deformovaných vzoriek granitoidov z kontaktu s mezozoikom vo výške 1 200 m n. m. potvrdil indikácie z leštených nábrusov. Štúdium vzorky VrMK-10a, b potvrdilo, že hornina bola výrazne dynamicky rekryštalizovaná. Z pôvodného granitoidu sa tvorili šošovkovité porfyroklasty, ktoré boli obtekané drveným a rekryštalizovaným matrixom zloženým z drobných zŕn kremeňa, živcov a sľúd. Ako už bolo uvedené, textúra týchto vzoriek je okatá, usmernená – toková (obr. 3c, d), pričom ich štruktúra je typická mylonitická a porfyroklastická (obr. 4c, d).

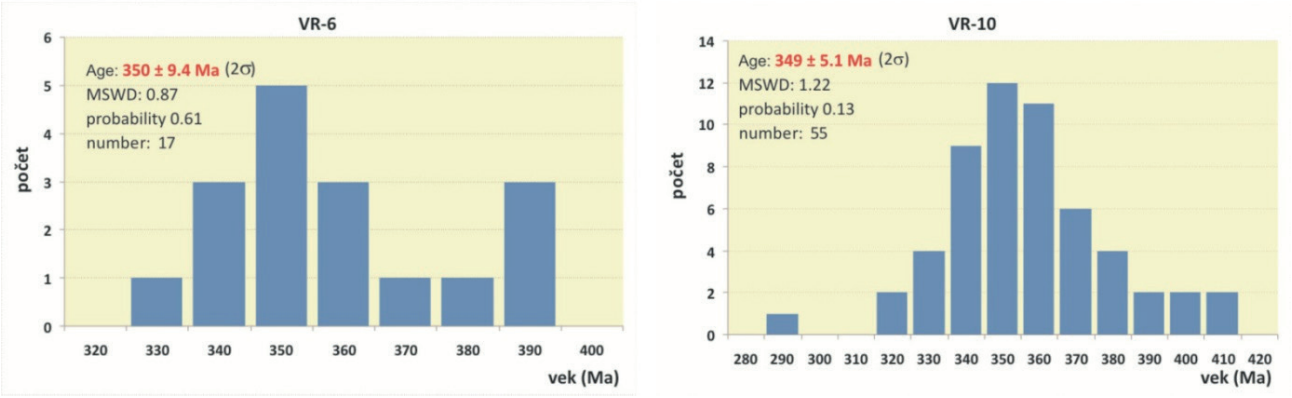
Pri procese dynamickej rekryštalizácie v dôsledku kataklázy a následnej rekryštalizácie sa zmenšili zrná kremeňa, živcov a sľúd. Tieto zrná majú pretiahnutý tvar a často nepravidelné obmedzenie a následkom narastajúcej deformácie sa koncentrujú do strižných pásov (*shear bands*). Lokálne pozorujeme aj úplne rekryštalizované porfyroblasty kremeňa bez undulózneho zhášania. Na prístrojovom vybavení ŠGÚDŠ v laboratóriu elektrónovo-optických metód sa skúmané leštené výbrusy študovali na EMP CAMECA SX 100 s cieľom spresniť minerálne zloženie hornín, prípadne datovať monazity chemickou izochrónovou metódou (CHIME). V rámci hlavných horninotvorných minerálov boli identifikované plagioklas, kremeň, K-živec, biotit a muskovit. Spomedzi akcesorických minerálov sa nepodarilo identifikovať amfibol (v DGMF), ako ani sillimanit a granát v našich MGMF vzorkách, ktoré stanovili Broska et al. (1997). Minerálna asociácia bola doplnená o titanomagnetit, anatas a barit.

Keďže študované výbrusy obsahovali dostatok zŕn monazitov, realizovalo sa na nich CHIME datovanie. Datovaný bol len magmatický vek granitoidov „smrekoveckého okna“ MF. Monazity z relatívne najmenej deformovaného granitoidu *„magurského typu“* poskytli izochrónny vek 350 ± 9,4 mil. r. (obr. 5a). Zaujímavosťou je takmer zhodný vek získaný aj z intenzívne TD mylonitizovaných granitoidov z kontaktu s mezozoikom v závere Vrátnej doliny (349 ± 5,1 mil. r.) a lepšie štatistické parametre (obr. 5b). Aj napriek tomu, že P-T podmienky TD mylonitizovaných granitoidov z kontaktu s mezozoikom prekročili začiatok krehko-duktilnej časti deformácie, pričom tieto procesy mylonitizácie a rekryštalizácie boli viacetapové a krátkodobé, neboli dostatočné na rekryštalizáciu monazitu, ale len na jeho alteráciu. Preto sa predbežne nevieme exaktne



Obr. 4. **a)** Porfyrická štruktúra MGMF; **b)** výrazne chloritizované biotity, vzorka VrMF-6; X nikoly; **c – d)** porfyroklastická a mylonitická štruktúra tektonicky deformovaných (TD) granitov.

Fig. 4. **a)** Porphyric texture of the MGMF; **b)** markedly chloritized biotites, sample VrMF-6; crossed nicols; **c – d)** porphyroclastic and mylonitic texture of the tectonically-deformed (TD) granitoids.



Obr. 5. **a)** Datovanie monazitov zo vzorky „magurského granitu“ (VrMK-6); **b)** datovanie monazitov z intenzívne TD granitoidu z kontaktu s mezozoikom (VrMK-10).

Obr. 5. **a)** Dating of monazites from the sample of the „Magura type granite“ (VrMK-6); **b)** dating of monazites from the sample of the intensively TD granitoid, from the contact with the Mesozoic rocks (VrMK-10).

vyjadriť o veku, kedy došlo k tektonickým procesom zodpovedných za vznik tohto fenoménu.

Sedimentárny obal tatrika

Lúžňanské súvrstvie (induan – olenekian)

Siliciklastické sedimenty lúžňanského súvrstvia ležia na granitoidoch v transgresívnej pozícii. Priamy kontakt v teréne možno pozorovať len výnimočne, a to v dôsledku nezanedbateľných sutinových osypov kremencových blokov na kryštaliniku. V mapovanom priestore je lúžňanské súvrstvie orientované v smere SZ – JV s úklonom 35 – 60° generálne na SV. Jeho najväčšia časť leží konformne so severným svahom hrebeňa orientovaného na SZ (Smrekovec) od k. Stienky (1 568).

V jeho spodnej časti („prvý člen“ *sensu* Fejdiová, 1985) ide o lavicovité, niekde až hrubolavicovité vrstvy (10 – 60 cm) drobnozrnných zlepencov (klasty až do 2 cm) až hrubozrnných arkóz béžovej farby (obr. 6a). Tenšie polohy sa niekedy smerne vyklinujú a vrstvy tak nadobúdajú šošovkovitý tvar. Na bázach hrubších vrstiev sa ukazujú dva fenomény. Jedným z nich je akumulácia štrkového materiálu (tzv. *lag deposits*) a druhým sú roje intraformačných závalkov prachovcových drôb zelenkavej farby, ktoré reprezentujú prejavy autoerozívnych procesov v sedimentačnom priestore (obr. 6c). Intraklasty niekedy dosahujú dĺžku až do 20 cm a hrúbku 3 cm. V porovnaní s inými lokalitami v spodnotriasových súvrstviach predstavujú jedny z najmarkantnejších prejavov autoerozívnych procesov vôbec (obr. 6b).

Stredná časť („druhý člen“ *sensu* Fejdiová, 1985) sa vyznačuje uniformnejšou litologickou náplňou, v prevahe sú hrubozrnné kremenné arkózy. Vrstvy majú hrúbku od 10 do 30 cm a častejšie majú klinovitý až šošovkovitý tvar. Na povrchu vrstiev boli často pozorované sedimentárne štruktúry v podobe dnových foriem – dún a megačerín – s asistujúcimi intraklastami zelenkavých bridlíc (obr. 6e). Na niektorých miestach boli tieto polohy (*muddrapes*) zachované a nepodľahli deštrukčným procesom autocyklickej erózie.

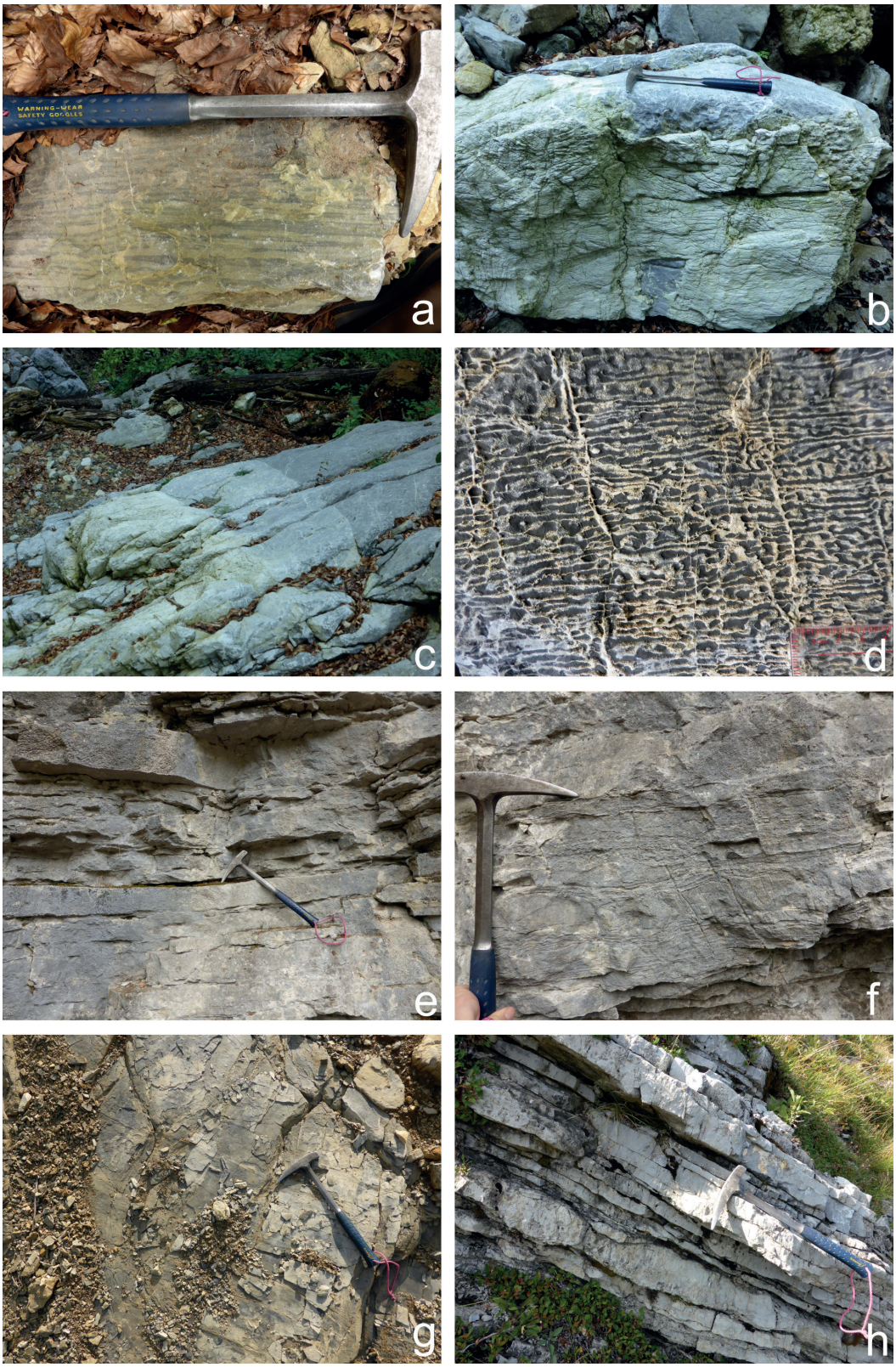
Pre vrchnú časť lúžňanského súvrstvia („tretí člen“ *sensu* Fejdiová, 1985) je charakteristické pestré zafarbenie sedimentov a vyšší objem pestrých drôb a prachovcov s typickými sprievodnými sedimentárnymi štruktúrami. Charakteristické sedimentárne znaky reprezentujú heterolitické zvrstvenie (striedanie pieskovcových lavíc a prachovcov až ílovcov), prúdové a oscilačné čeriny, bahenné praskliny, karbonátové konkrécie, nízkoškálové šikmé zvrstvenia a laminácie (obr. 6e, f, g). Jedným z výraznejších znakov sú biogénne štruktúry, ktoré sú pre vrchnú časť lúžňanského súvrstvia charakteristické. Predstavujú špecifický typ ichnostavby (Olšavský a Šimo, 2007) vzniknutý na piesčitom substráte v priestore litorálnej zóny. Spomínaný tretí člen sa nachádza takmer súvisle v nadloží druhého člena lúžňanského súvrstvia a v podloží gutensteinských vápencov. Jeho hlavný výskyt je na pravej strane bezmennej doliny rozdeľujúcej masív Smrekovca od masívu Biele skaly. V jednej z bočných dolín vo výške 1 110 m n. m. (v blízkosti sútoku bočnej doliny) sa nachádza veľmi dobre odokrytý tretí člen s prechodom do gutensteinských vápencov a dolomitov.

Gutensteinské vápence a dolomity – gutensteinské súvrstvie (anis)

V reambulovanom území zaberajú gutensteinské vápence a dolomity podstatnú časť tatrickej sekvencie. Ich vystupovanie možno registrovať v dvoch rozdielnych pozíciách. Prvou je vystupovanie sledu v normálnej pozícii nad lúžňanským súvrstvím (lokalita Biele skaly) v dĺžke asi 1,5 km. Druhým typom pozície je vystupovanie gutensteinského súvrstvia v subautochtónnej pozícii s výrazne tektonickým akcentom v nadloží granitoidov, čiastočne aj v subautochtónnom nadloží lúžňanského súvrstvia v dĺžke ca 1,8 km. Ide zároveň o najväčšiu plochu, ktorú gutensteinské súvrstvie zaberá (hrebeň pod lanovkou severne od Snilovského sedla). Gutensteinské súvrstvie poskytuje množstvo skalných odkryvov a skalných defilé, z ktorých treba spomenúť výraznejšie prielomy a kaňony v údoliach

Obr. 6. Lúžňanské súvrstvie: **a)** odkryv vo vrstvovitých kremenných drobnozrnných zlepencoch až hrubozrnných arkózach svetlobéžových farieb lúžňanského súvrstvia na ústí, resp. cípe hrebeňa Smrekovec; **b)** veľký intraklast zelenej jemnozrnnej arkózy situovaný uprostred kremencovej lavice; **c)** pohľad na vrstvovú plochu s rojom ílovcovo-drobových závalkov, charakteristický fenomén tzv. druhého člena lúžňanského súvrstvia (*sensu* Fejdiová); **d)** hruboklastický detrit v podobe polymiktného obliačikového materiálu rozptýleného na vrstvovej ploche; **e – f)** tzv. tretí člen lúžňanského súvrstvia (*sensu* Fejdiová, 1985) obsahuje časté čeriny a heterolitické zvrstvenie – striedanie pestrých drôb a arkózových lavíc; **g)** bahenné praskliny na vrstvovej ploche naznačujú subaerickú expozíciu v tzv. treťom člene lúžňanského súvrstvia (*sensu* Fejdiová, l. c.).

Fig. 6. Lúžna Fm.: **a)** Outcrops of the layered beds of quartzitic fine grained conglomerates, coarse grained arcoses from tip of the ridge Smrekovec; **b)** big intraclast of the green fine-grained arcose situated in the middle of quarzitic arcose layer; **c)** view on the surface of layer with cluster of the fine grained intraclasts is the typical phenomenon of the so-called "second Mb" of the Lúžna Fm. (sensu Fejdiová); **d)** coarse-grained detritus in the form of polymict pebbles on the plane surface; **e – f)** so-called "third meber" of the Lúžna Fm. (sensu Fejdiová, 1985) contains frequent ripples and heterolithic stratification – alternation of variegated wacke with arcose layers; **g)** mud cracks on the bed surface suggest subaeric exposure of the "third Mb" of the Lúžna Fm. (sensu Fejdiová, l. c.).



Obr. 7. **a)** Páskovaný dolomitizovaný vápenec *„zebra limestone“*; **b)** pomerne častý úkaz dolomitizácie gutensteinských vápencov; **c)** postupná selektívna dolomitizácia pozorovaná na veľkom odkryve gutensteinského súvrstvia; **d)** charakteristické prerastanie – dolomitizácia – na ploche gutensteinského vápenca; **e – f)** odkryv v lavicovitých gutensteinských vápencoch, na detaile vidieť známky zvrstvenia a prúdových laminácií; **g)** ílovité bridlice s tabuľkovým rozpadom v podloží svetlých dolomitov; **h)** odkryv v doskovitých svetlých dolomitoch stredného triasu (severne od Veľkého Kriváňa).

Fig. 7. **a)** Banded dolomitic limestone “zebra limestone”; **b)** dolomitization of the Gutenstein limestone is the relatively common phenomenon; **c)** selective dolomitization observed on a large outcrop of the Gutenstein Formation; **d)** characteristic overgrowth – dolomitization of Gutenstein limestone; **e – f)** outcrop in bedded Gutenstein limestones, signs of stratification and stream laminations can be seen in detail; **g)** clayey shales with tabular fissility in the base of light dolomites; **h)** outcrops in the Middle Triassic thin bedded light coloured dolomite (N from Veľký Kriváň).

(s. od Biele skaly, j. od Smrekovca, Kostolíky, dolina z. od lanovky), ako aj skalné veže (Kostolíky).

Gutensteinské vápence (obr. 7a – f) reprezentujú sivé až tmavosivé mikrokryštalické vrstvovité vápence bez obsahu fosílií. Zriedkavejšie sa vyskytujú aj horniny označované ako červíkovité vápence. Miestami (severne od Snilovského sedla, ale aj na lokalite Biele skaly) až v extrémnom množstve obsahujú laminácie s vrstvičkami dolomitu. Dolomitizácia vápencov sa prejavuje takmer úplným zatláčaním vápencovej hmoty až do tzv. *zebra limestones*, ktoré boli evidované hlavne v doline na sever od Veľkého Kriváňa (1 708 m n. m.). V blízkosti kontaktu s horninami kryštalinika sú vápence zreteľne postihnuté metamorfózou (metamorfná foliácia, vybielenie). V tektonicky exponovaných úsekoch (pri kontakte s kryštalinikom) je vrstvovitosť ťažko čitateľná.

Ramsauské dolomity (ladin – spodná časť karnu)

Nachádzajú sa v nadloží gutensteinského súvrstvia takmer po celej dĺžke priebehu od chaty Vrátna a smerom ku k. Stienky (1 568) sa vyklinujú. Ide o vrstvovité lavicovité dolomity sivých, niekedy svetlejších odtieňov, ktoré v dôsledku rekryštalizácie sú často zrnité a majú vzhľad „cukrovitých dolomitov". V zásade možno evidovať dva typy. V spodnej časti bývajú tmavšie, bituminózne. Vo vyššej časti majú belavú patinu, napríklad severne od Veľkého Kriváňa (1 708 m n. m.) (obr. 7h).

Ďalším miestom výskytu je pruh svetlých dolomitov severne od Veľkého Kriváňa (1 708 m n. m.) a Snilovského sedla a menší výskyt na SSV od vrchu Chleb (1 647 m n. m.). Tu ide o sivé až svetlé doskovité dolomity v asociácii s ílovitými bridlicami, ktoré vystupujú ako preplástky v dolomitoch a majú tabuľkový rozpad (obr. 7g). Časť tohto pruhu je prekrytá trávnatým porastom a prítomnosť dolomitov sa predpokladá zväčša na základe úlomkov.

Karpatský keuper (vyšší karn – norik)

Vrchnotriasové sedimenty karpatského keuperu sú reprezentované výlučne siliciklastickými sedimentmi. Sú to predovšetkým štruktúrne nezrelé, ale mineralogicky zrelé svetlé kremenné drobnozrnné zlepence s klastami kremeňa veľkými až do 7 cm (obr. 8c, d). V minimálnej miere sa vyskytujú pestré arkózy. Výskyt keuperských siliciklastických sedimentov a ich vzťah k svojmu prirodzenému nadložiu a podložiu je pravidelne problematický. Menšie výskyty sú na lokalitách 460 m na VSV od k. 774 (na JV od chaty Vrátna). Sedimenty karpatského keuperu tam vystupujú ako blok v mieste, kde sa v okolí nachádzajú dolomity. Redukovaný výskyt je na hrebienku lokality Steny vo výške 1 210 m n. m., ca 80 m na SSV od vrchu Chleb (1 647 m n. m.) a 540 m na SZ od vrchu Chleb vo výške 1 460 m n. m. Plošne najväčší výskyt, ktorý bol kartograficky vymedzený na geologickej mape (Haško a Polák, 1978), je situovaný na sever od Snilovského sedla. Ide o kamenito-balvanovitú sutinu na delúviu strednotriasových karbonátov (gutensteinské súvrstvie), pozorovanú v čerstvo vykopanej ryhe v priestore lanovkovej dráhy (1 300 – 1 450 m n. m., október 2015). Predpokladaným priestorom primárnej pozície keuperských siliciklastických sedimentov je priestor v širšom okolí Snilovského sedla. Po zdokumentovaní tejto časti sa domnievame, že by mohlo ísť o zvyšky oveľa staršieho zosuvného telesa a keuperské sedimenty tak predstavujú redepozity. Toto tvrdenie do istej miery podporujú aj morfologické prvky v podobe zvlneného reliéfu, viditeľné vo svahu severne od hornej stanice lanovky (obr. 20).

Grestenské súvrstvie (hetanž)

Na pomenovanie sedimentov spodnej jury sa uprednostnil starší názov „grestenské súvrstvie", ktorý faciálne determinuje tieto spodnojurské sedimenty ako plytkomorské – kontinentálne (*sensu* Trauth, 1909; bližšie pozri *Stratigrafický slovník ZK*, Andrusov et al., 1983). Zvyšky spodnojurských siliciklastických sedimentov boli zaznamenané na dvoch miestach. Prvýkrát v reambulovanom území boli identifikované v ťažko dostupnom teréne v žľabe 530 m na S od kóty Chleb (1 647) v podloží allgäuského súvrstvia (obr. 8e – h). Nachádza sa tu množstvo úlomkov (nebolo evidované v odkryve). Druhé miesto výskytu sa koncentruje na cíp masívu Opuky (mimo územia mapy), resp. na východný svah (ľavá strana potoka Varínka). Tu sú zachované tak odkryvy, ako aj kamenité sutiny. Ide o súbor svetlých hrubozrnných kremencov, subarkóz a kremenných arkóz, smerom do vrchných častí prechádzajúcich do sivých až zelenosivých arkóz. Ich charakteristickým znakom je intenzívna prímes železitých oxidov na povrchu úlomkov, pochádzajúca zrejme z rozkladu diagenetického chloritu. Najmä na čerstvo rozbitom úlomku sa dá pozorovať po obvode železitý okraj, ktorý je oproti vnútru ostro ohraničený (obr. 8h). V ich prirodzenom litostratigrafickom nadloží sa nachádza trlenské súvrstvie, ktoré vznikalo už v morskom prostredí.

Trlenské súvrstvie (hetanž – sinemúr)

V prirodzenej pozícii sa vyskytuje len obmedzene, a to na rozhraní tatrika a fatrika [priestor v úseku kontaktu Poludňový grúň (1 459 m n. m.) – Chleb]. Vo väčšom objeme sa objavuje v podobe kamenito-blokovej sutiny v telese zosuvu severne od Chlebu (1 647 m n. m.), ako aj v samotných kamenitých prúdoch ústiacich do záveru Vrátnej doliny (severne od lokality Kostolíky), kde možno nájsť vskutku ukážkové vzorky. Ide o piesčito-krinoidové vápence, niekedy s rohovcami (kalkarenity/kalcirudity). Organodetritická prímes je výrazná, niekedy možno pozorovať aj fragmenty krinoidových stoniek a články okrúhleho a pentagonálneho tvaru. K súvrstviu patrí širšia škála spodnojurských vápencov (mikrokryštalické piesčité/organodetritické/krinoidové, lumachelové, oolitické) s nápadným zastúpením belemnitov. Podstatnou zložkou je klastický materiál zložený z kremeňa a karbonátových (dedolomity) klastov (obr. 9a).

Allgäuské súvrstvie (pliensbach – toark)

Podobne ako trlenské súvrstvie, jeho úlomky možno evidovať v zosuvnom telese severne od Chlebu (1 647 m n. m.) a v čerstvých kamenitých prúdoch. Ide o slienité škvrnité doskovité vápence. Bežnou súčasťou

Obr. 8. **a)** Drobnozrnný zlepenec karpatského keuperu v odkryve pod k. Chleb; **b – c)** štruktúrne nezrelý drobnozrnný kremenný zlepenec karpatského keuperu; **d)** detail štruktúrnej nezrelosti keuperských hrubozrnných klastík; **e)** štruktúrne vytriedená spodnojurská kremenná arkóza; **f)** typické limonitové okre – lemy v arkózových sedimentoch grestenského súvrstvia; **g)** kremenná arkóza vybraná zo sutiny z podložia allgäuského súvrstvia severne od Chlebu; **h)** typický limonitový lem na úlomku spodnojurskej kremennej arkózy.

Fig. 8. **a)** Fine grained conglomerate of the Karpathian Keuper, outcrop below the Chleb; **b – c)** structurally immature fine-grained quartz conglomerate of Karpathian Keuper; **d)** detail on the structural immaturity of Carpathian Keuper coarse-grained clasts; **e)** structurally well-sorted Lower Jurassic quartzitic arkose; **f)** typical limonite occlusions in the arkose sediments of the Gresten Formation; **g)** quarztitic arkose selected from the layer underlying of the Allgäu Fm north of Chleb; **h)** a typical limonite border on a fragment of Lower Jurassic quartzic arkose.

Obr. 9. **a)** Piesčitý organodetritický vápenec trlenského súvrstvia s bioklastami; **b)** detto; **c)** svetlá „hradba“ odkryvov lučivnianskeho súvrstvia na hlavnom hrebeni smerujúcom z Chlebu na Poludňový grúň, pohľad na juh; **d)** odkryvy lučivnianskeho súvrstvia na hrebeni, pohľad na sever; **e)** detail rohovcového vápenca lučivnianskeho súvrstvia; **f – g)** doskovité lučivnianske súvrstvie v žľabe severne od Chlebu); **h)** stopy po biogénnej činnosti organizmov vo vápencoch lučivnianskeho súvrstvia.

Fig. 9. **a – b)** Arenacous organodetritic limestone with bioclasts, Trlenská Fm; **c)** light “wall” of the outcrops of the Lučivná Fm on the main ridge from Chleb to Poludňový grúň, view to the south; **d)** outcrops of the Lučivná Fm on the ridge, view to the north; **e)** detail on cherty limestone of the Lučivná Fm; **f – g)** a thin-bedded cherty limestones of the Lučivná Fm in a trough north of Chleb); **h)** traces of biogenic activity of organisms in limestones of the Lučivná Fm.

bývajú krinoidové články a úlomky belemnitov. V odkryvoch vystupuje v podloží súvrstvia kremitého flekenmerglu a lučivnianskeho súvrstvia v stene severného hrebienka Chlebu (východná odlučná hrana chlebského zosuvu) a v zárezе dolinky na sútoku potôčikov v lokalite Steny.

Kremitý flekenmergel (toark – álen)

Systematicky vystupuje len na jednom mieste, a to na úpätí, resp. v spodných častiach s.-j. orientovanej elevácie, hrebienka severne od Chlebu (1 647 m n. m.). Podobne ako trlenské a allgäuské súvrstvie, jeho úlomky možno evidovať v zosuvnom telese severne od Chlebu a v čerstvých kamenitých prúdoch. Hlbokovodné kremité škvrnité vápence sú faciálne málo odlišné od allgäuského súvrstvia. Sú to vrstvovité svetlo- až tmavosivé kremité vápence s tmavšími škvrnami s tmavosivými hľuzami až polohami rohovcov. Rohovce sú pri zvetrávaní dezintegrované na drobné polygonálne úlomky, ktoré pri zvetraní vápnitej zložky nadobúdajú vzhľad hrdzavohnedých pieskovcov.

Lučivnianske súvrstvie (spodná krieda)

Lučivnianske súvrstvie je zachované v elevácii vyčnievajúcej vo formácii zosuvného telesa severne od Chlebu a v žľabe pod ním (1 325 – 1 375 m n. m.). Ide o sivé, dobre vrstvovité slienité vápence s čiernymi rohovcami (obr. 9f). Pekné odkryvy sa dajú vidieť priamo na turistickej značke 150 m na SV od k. Chleb (1 647). Je to súvrstvie pelagických slienitých mikritických kalpionelových vápencov s menším zastúpením krinoidového organodetritu. Nápadnou zložkou sú hľuzy čiernych rohovcov (obr. 9e, g).

FATRIKUM

Dolomity (stredný trias)

Na odlučnej hrane východného, menšieho z „chlebských“ zosuvov možno pozorovať dolomity priamo sa stýkajúce so značne prevrásneným a deformovaným mraznickým súvrstvím. Táto pozícia vo vrstvovom slede je taká nejasná a izolovaná, že ich začlenenie ku krížňanskému príkrovu predpokladáme len na základe blízkej prítomnosti ílovcov karpatského keuperu. Na základe nejasnej pozície vo vrstvovom slede ich stratigrafické zaradenie nie je isté.

Karpatský keuper (vyšší karn – norik)

Pestré ílovité bridlice sa nachádzajú v sedielku na hlavnom hrebeni na SV od Chlebu (1 647 m n. m.), ako aj v žľabe severne od tohto sedielka. Tieto horniny boli interpretované ako súčasť krížňanského príkrovu (Haško a Polák, 1978), no takáto interpretácia má aj svoje úskalia. Súvrstvie karpatského keuperu, ako je zrejmé z geologickej mapy spomenutých autorov, má vo svojom podloží strednotriasové dolomity patriace k sedimentárnemu obalu tatrika. Doterajší výskum nás neoprávňuje jednoznačne sa vyjadriť k tejto problematike.

Sivé ílovité rohovcové vápence (toark)

Na niekoľkých miestach v oblasti styku krížňanského príkrovu s obalovou jednotkou sme v sutine nachádzali svetlosivé slienité vápence s čiernymi rohovcami, nápadne pripomínajúce vápence lučivnianskeho súvrstvia (obr. 10a, b). V pár prípadoch (obr. 10b) sa tieto vápence vyskytujú aj v odkryve v oblasti Steny priamo v podloží rádiolaritových vápencov. Keďže tieto vápence zrejme predstavujú v mapovanom území bázu krížňanského príkrovu, vzhľadom na ich pozíciu by skutočne mohlo ísť o lučivnianske súvrstvie. Na základe štúdia výbrusového materiálu však D. Boorová (ústna informácia) tieto vápence identifikovala ako spodnojurské alebo nie mladšie ako strednojurské. Zistenie neodporuje ani známemu litostratigrafickému sledu krížňanského príkrovu v tejto časti Krivánskej Fatry, keďže tu boli vyčlenené dva samostatné vývoje spodnej jury (Polák a Rakús, 1973). Vo východnej časti je to tzv. vývoj Bystričky, v západnej časti vývoj Kraviarskeho. Preň je typické práve vystupovanie sivých kremitých vápencov s rohovcami vo vyššej spodnej jure, v podloží rádiolário-vých vápencov a rádiolaritov. Začleňovanie jednotlivých súvrství (predovšetkým jurských) k rôznym tektonickým jednotkám je však v oblasti Vrátnej doliny veľmi problematické pre ich zriedkavý výskyt a absenciu opakovania vrstvového sledu.

Ždiarske súvrstvie (vrchný bat – spodný kimeridž)

S výnimkou lokálneho výskytu sedimentov vyššej spodnej jury či triasu predstavuje ždiarske súvrstvie v skúmanom území najstaršie zachované horniny krížňanského príkrovu. Tiahne sa v úzkom pruhu od oblasti údolnej stanice lanovky južným svahom západného hrebeňa Poludňového grúňa (1 459 m n. m.) a následne západným svahom hlavného hrebeňa do oblasti Steny. Vystupuje v nadloží rôznych litostratigrafických členov tatrického obalu a v teréne často vytvára nápadné morfologické rozhranie, ľahko viditeľné aj na LiDAR-ovej snímke. Litologicky ide o pravidelne zvrstvené doskovité (5 – 20 cm) jemnozrnné rádiolá-riové vápence, väčšinou sivej, červenkastej a zelenkastej farby (obr. 10d). V súvrství sa v menšej miere vyskytujú aj ílovité hľuznaté vápence, väčšinou v červenkastých odtieňoch. Bežne sa v nich vyskytujú ružovočervené rádiolarity (obr. 10c). Zvetraný povrch je charakteristický ostrohranným rozpadom, plochy vrstvovitosti bývajú spravidla rovné.

Osnické a mraznické súvrstvie (titón – barém)

Osnické súvrstvie vystupuje na niekoľkých miestach v podloží mraznického súvrstvia (sv. od k. 1 647 Chleb – lokalita Žiare, ssv. od k. Chleb, z. svah lokality Steny). Vzhľadom na svoju faciálnu podobnosť sú obidva litotypy v teréne niekedy ťažko rozlíšiteľné. Osnické súvrstvie predstavujú svetlé, béžové až biele mikritické vápence s lastúrnatým lomom. Obyčajne sa vyskytujú bez rohovcov alebo silicifikovaných častí. Na rozdiel od mraznického súvrstvia sú vápence osnického súvrstvia hrubolavicovité až masívne. Hrúbku súvrstvia v skúmanom území možno odhadnúť na prvé desiatky metrov.

Mraznické súvrstvie tvorí plošne aj objemovo najrozsiahlejšiu časť v skúmanom území. Tiahne sa na SV od Chlebu (1 647 m n. m.) smerom na sever na Poludňový

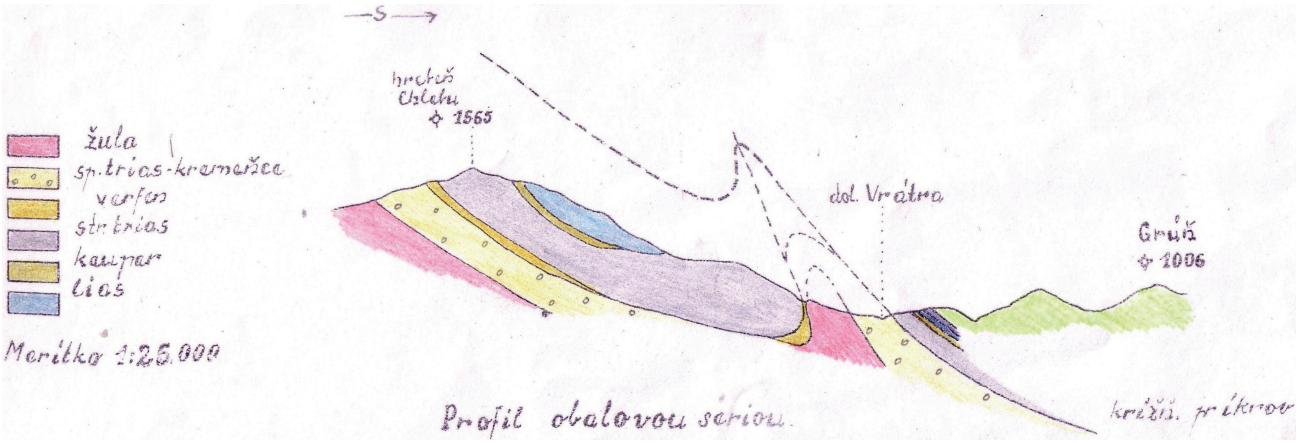
Obr. 10. **a)** Balvan sivého vápenca s hľuzami čiernych rohovcov; **b)** svetlosivé ílovité vápence s hľuzami rohovcov v odkryve v oblasti Steny; **c – d)** vysoko rigidné rádiolárioové vápence ždiarskeho súvrstvia; **e)** odkryvy v lavicovitom osnickom súvrství na SSV od k. Chleb; **f)** odkryvy vo viditeľne deformovanom mraznickom súvrství na SSV od k. Chleb; **g)** subhorizontálne uložený odkryv v mraznickom súvrství na hrebeni Opuky; **h)** nový odkryv v doskovitom mraznickom súvrství v jednom z čerstvo „vypláchnutých" žľabov na lokalite Steny.

Fig. 10. **a)** Boulder of gray limestone with nodular black cherts; **b)** light gray clayey limestone with chert nodules in the outcrop in the area of the Steny; **c – d)** highly rigid radiolarium limestones of the Ždiar Fm; **e)** outcrops in the bedded Osnica Fm SSE from the Chleb; **f)** outcrops in a visibly deformed Mraznica Fm on the NNE from Chleb; **g)** subhorizontally deposited outcrop in the Mraznica Fm on the Opuka ridge; **h)** new outcrop of thin-bedded Mraznica Fm created by flash-flood event in one of the washed-out trough on the Steny area.

grúň (1 459 m n. m.). Dosahuje hrúbku viac ako 300 m. Sú to sivé až tmavosivé slienité vápence až bridlice, miestami možno pozorovať aj škvrnité slienité vápence. Vápence sú tenkodoskovité až silne zbridličnatené, vzhľadom na reológiu sú aj často tektonizované. Práve tieto horniny disponujú vhodnými reologickými vlastnosťami na vznik svahových deformácií, ako sú zosuvy alebo hlinito-kamenité prúdy (obr. 19).

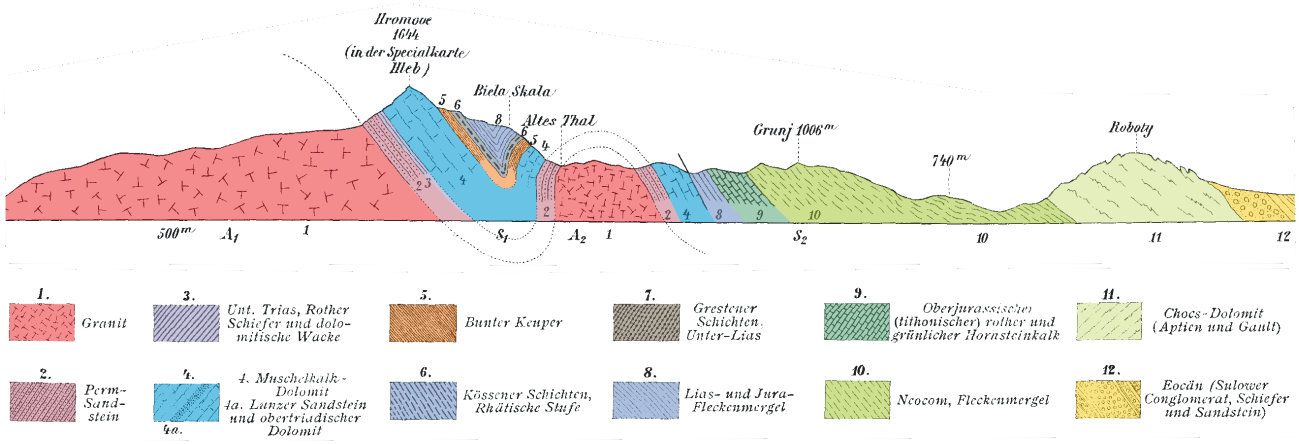
Interpretácia geologickej stavby územia

Na geologickej stavbe záveru Vrátnej doliny sa podieľajú dve hlavné tektonické jednotky – tatrikum a fatrikum – a v neposlednom rade treba klásť dôraz aj na kvartérne uloženiny. Tatrikum je tu zastúpené takmer všetkými horninovými členmi, ale predovšetkým jurské a kriedové súvrstvia sú často buď veľmi redukované, alebo úplne chýbajú. V prípade krížňanského príkrovu fatrika je situácia ešte extrémnejšia, keďže takmer v celom jeho rozsahu tu najstarší člen predstavujú rádioláriové vápence ždiarskeho súvrstvia (bat – kelovej). Lokálne možno identifikovať dolomity stredného triasu a ílovce karpatského keuperu. V rámci tatrika je pozoruhodné hlavne vystupovanie kryštalinika hlboko vnútri pohoria, ktoré v minulosti bolo síce predmetom záujmu viacerých geológov, no jeho pozícia bola interpretovaná v rozpore s tým, čo autori prezentovali na mapovom obraze. Problémom je tu predovšetkým miestami priamy kontakt kryštalinika so strednotriasovými karbonátmi (na väčšine starších máp). Matějka a Kodym (1935a) granitoidy so spodnotriasovými kremencami považovali ešte za súčasť „tatríd“ a strednotriasové karbonáty v ich nadloží už za súčasť spodného subtatranského príkrovu. Ich kontakt teda pokladali za príkrovový. Barkáč (1958) aj Polák (1979) interpretovali tento kontakt ako prešmyk kryštalinika na jeho mezozoický obal s vergenciou na juh (obr. 11 a 12). Uhlig (1902) túto štruktúru vnímal ako juhovergentnú vrásu (obr. 13). Sentpetery (2012) uvádza, že karbonáty ležia evidentne v nadloží kryštalinika, vylúčil teda spätný prešmyk.



Obr. 11. Geologický rez štruktúrou kryštalinika vo Vrátnej doline (Barkáč, 1958).

Fig. 11. Geological section displaying tectonic structure of the crystalline basement in the Vrátna dolina Valley (Barkáč, 1958).



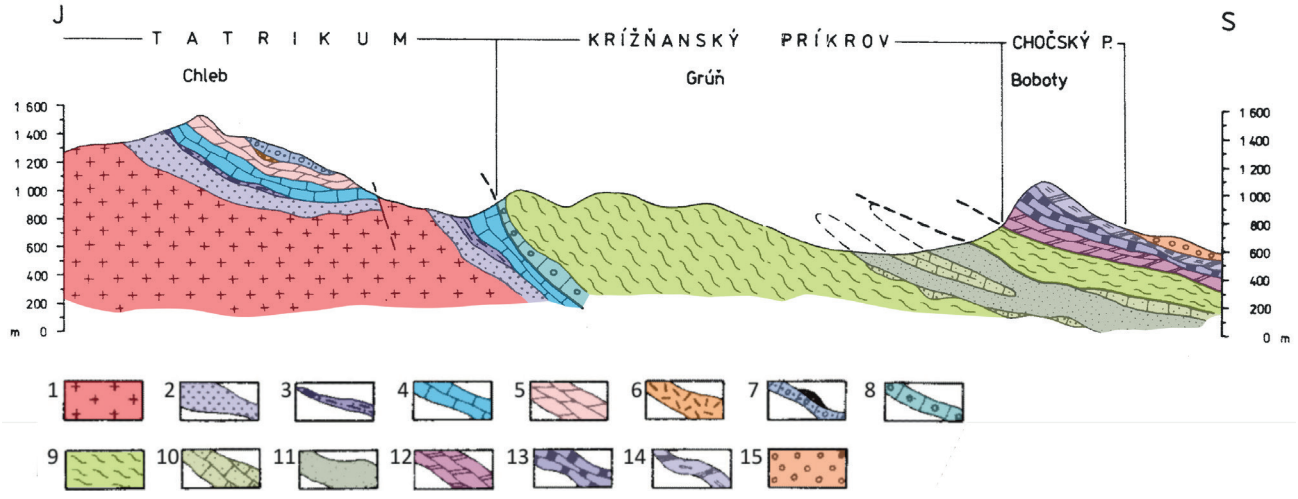
Obr. 12. Ideový profil oblasti Vrátnej doliny podľa Uhliga (1902). Vysvetlivky: 1 – granity, kryštalinikum; 2 – „Perm-Sandstein“ (spodná časť lúžňanského súvrstvia); 3 – vrchná časť lúžňanského súvrstvia; 4 – „Muschelkalk-Dolomit“; 5 – karpatský keuper; 6 – kössenské vrstvy; 8 – „flekenmergel“; 9 – červené a zelenkavé rohovcové vápence; 10 – „neokómsky flekenmergel“; 11 – „chočský dolomit“; 12 – eocénne zlepence, bridlice a pieskovce.

Fig. 12. The ideological profile of the Vrátna dolina Valley area after Uhlig (1902). Explanations: 1 – Granites, crystalline; 2 – “Perm-Sandstein” (lower part of the Lúžňa Fm); 3 – Upper part of the Lúžňa Fm; 4 – “Muschelkalk-Dolomit”; 5 – Karpathian Keuper; 6 – Kössen Mb; 8 – “fleckenmergel”; 9 – red and green cherty limestones; 10 – “Neokomian fleckenmergel”; 11 – “Choč dolomite”; 12 – Eocene conglomerates, shales and sandstones.

Typickým znakom granitoidov skúmaného územia je výrazné tektonodeformačné (TD) postihnutie prejavujúce sa vznikom výraznej foliácie, často s tvorbou imbrikujúcich sa šošovkovitých budín S-C charakteru (obr. 14c), ako aj výrazných granitoidných „pseudolavíc“ (obr. 14d). Niet pochýb, že ide o jednu z najviac tektonicky deformovaných granitických oblastí v rámci Západných Karpát. Lokálne došlo aj k tvorbe kremenno-živcových žíl pozdĺž foliačných (deformačných) plôch. Tie indikujú vyššie teplotno-tlakové (P/T) podmienky pri vzniku tejto deformácie (viac ako 300 °C a 300 MPa) presahujúce vznik v krehkej doméne deformácie, indikujúce začiatok krehko-duktilnej časti deformácie v obdobných granitoidných horninách (pozri obr. 14e, f). Čo je však zaujímavé, nepozorujeme tu len jednu výraznú tektonickú deformáciu, ktorá sa koncentruje do vzniku subhorizontálnych strižných pásov (*shear bands*) uvoľňujúcich strižné napätie pri kompresnom ± transpresnom skrátení priestoru, a komplementárne šikmé strihy – spolu tvoria S-C deformáciu (obr. 14c). Pozorujeme tu aj subvertikálnu deformačnú foliáciu, ktorá predstavuje buď spojené (*conjugate*) Riedlove strihy, alebo naloženú deformáciu pri relaxácii, aj keď najpravdepodobnejšie sa uplatnila pôvodná predispozícia a platia obe možnosti (obr. 14g).

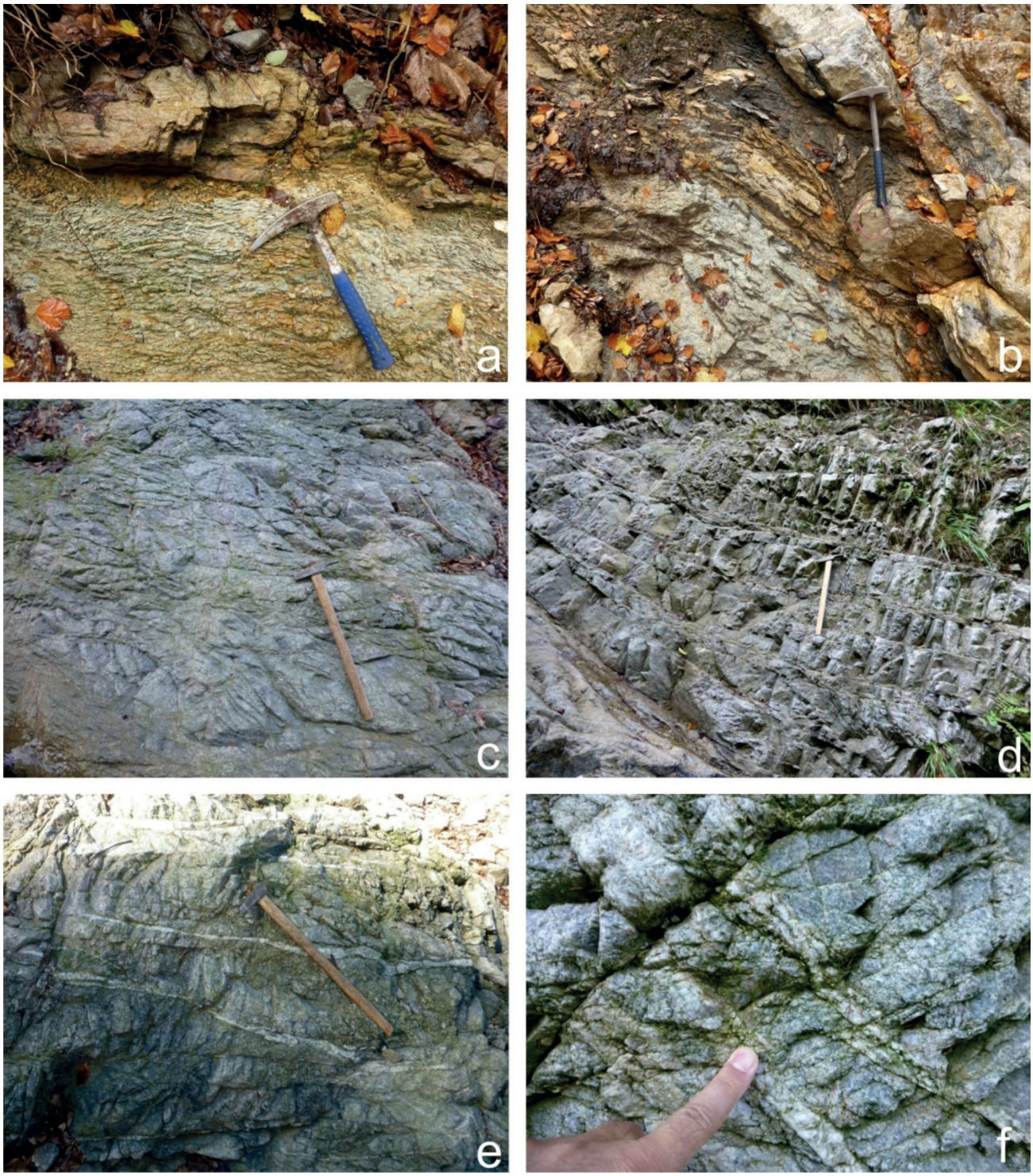
Z mapového obrazu (obr. 20), ako aj z terénnych pozorovaní vyplynulo, že zlomová, v tomto prípade násunová línia je uložená pomerne plocho, s úklonom na juh. Pozdĺž celého kontaktu kryštalinika a karbonátov stredného triasu sa nachádzajú tektonicky prepracované a výrazne redukované spodnotriasové kremence lúžňanského súvrstvia. Tento kontakt sa dá priamo pozorovať na dvoch odkryvoch – v doline západne od Kostolíkov vo výške 875 m n. m. (obr. 14a, 15) a v dolinke južne od Smrekovca vo výške 1 200 m n. m. (obr. 14b). Typ zlomového rozhrania na lokalite západne od Kostolíkov je možné interpretovať aj ako zlom poklesového charakteru. Nasvedčujú tomu sklony vrstiev strednotriasových karbonátov, ktoré by v tomto prípade boli v pozícii nie nad granitoidmi a kremencami, ale vedľa nich (obr. 15). Súčasný nízky sklon tejto zlomovej plochy môže byť spôsobený naklonením (*tilting*) celého bloku pohoria na sever. V dolinke južne od Smrekovca však totožnú situáciu môžeme pozorovať z iného uhla pohľadu. Tu je úplne jasné, rovnako ako z priebehu zlomovej línie na mapovom obraze, že karbonáty ležia v nadloží kryštalinika a kremencov, že ide o tektonický kontakt a že je to štruktúra vzniknutá v kompresnom režime. Ako vidieť na obr. 14b, v nadloží podrvenej žuly (sivá) sú deformované kremence (svetlohnedá), ktoré sú vyvalcované a nahrnuté z JJZ na SSV výrazne rekryštalizovanými a vcelku kompaktnými karbonátmi (naľavo od kladiva môžeme pozorovať štruktúrny vejár s vytvorením spätného prešmyku tvorený tmavým vápnitým ílom, v ktorom sú „utopené“ prúžky vápencov). Situácia na obrázku by mohla byť zmenšenou kópiou reálnej situácie v teréne, zaznamenanej na geologickej mape. Stále však zostáva ťažko predstaviteľné, kam mohla zmiznúť masa (minimálne niekoľko desiatok až stovka metrov) lúžňanského súvrstvia, keď v druhom svahu doliny už vystupuje v azda najimpozantnejšej podobe, akú možno v Západných Karpatoch pozorovať.

Chýbanie lúžňanského súvrstvia v Krivánskej Fatre však nie je ojedinelé. Kontakt mylonitizovaného kryštalinika so strednotriasovými karbonátmi sprevádzaný úlomkami kremencov z východnej časti pohoria z kameňolomu Smolenová pri Párnici spomínajú aj Sentpetery a Hók (2012). V danom prípade je však ešte celá táto štruktúra spätne (na juh) presunutá znova na karbonáty stredného triasu. Interakcia kryštalinika s jeho mezozoickým obalom bola opísaná aj v západnej časti pohoria v úseku medzi Prostou a Príslopkom (Sentpetery, 2011), no nie s celkom jednoznačne vyjasnenou kinematikou.



Obr. 13. Geologický rez štruktúrou kryštalinika vo Vrátnej doline (Polák, 1979). Tatrikum: 1 – kryštalinikum; 2 – lúžňanské súvrstvie; 3 – „verfénske vrstvy“; 4 – gutensteinské vápence; 5 – ramsauské dolomity; 6 – karpatský keuper; 7 – trlenské súvrstvie. Fatrikum: 8 – ždiarske súvrstvie; 9 – mraznické súvrstvie; 10 – párnické súvrstvie; 11 – porubské súvrstvie. Hronikum: 12 – sivé vrstvovité a masívne dolomity; 13 – reiflinské vápence; 14 – hlavné dolomity; 15 – paleogénne sedimenty (nečlenené).

Fig. 13. Geological cross-section trough crystalline basement and Mesozoic rocks in the Vrátna dolina Valley (Polák, 1979). Tatricum: 1 – crystalline; 2 – Lúžna Fm; 3 – “Werfen Bds”; 4 – Gutenstein Lmst; 5 – Ramsau dolomite; 6 – Carpathian Keuper; 7 – Trlenská Fm. Fatricum: 8 – Ždiar Fm; 9 – Mraznica Fm; 10 – Párnica Fm; 11 – Poruba Fm. Hronicum: 12 – grey bedded and massive dolomites; 13 – Reifling Lmst; 14 – Hauptdolomite; 15 – Paleogene sediments (undivided).



Obr. 14. **a)** Kontakt intenzívne deformovaných a kaolinizovaných granitoidov a spodnotriasových kremencov v doline západne od Kostolíkov; **b)** obdobný kontakt (aj so strednotriasovými karbonátmi) v dolinke južne od Smrekovca; **c)** vývoj S-C kliváže; **d)** vývoj paralelnej foliácie v granitoidoch tektonického okna „Smrekovec"; **e – f)** kremenno-živcové polohy vypĺňajúce paralelné krehké puklinové polohy v TD granitoidoch študovanej oblasti [foto: a – b) M. Sentpetery, c – f) M. Kohút].

Fig. 14. **a)** Contact between intensively deformed and kaolinized granitoids and the Lower Triassic quarzites in the valley west of Kostolíky; **b)** similar contact (also with the Middle Triassic carbonates) in the valley south of Smrekovec; **c)** development of S-C cleavage; **d)** development of S-C cleavage and parallel foliation in the granitoids of the "Smrekovec" tectonic window; **e – f)** quartz-feldspar parallel veins filling brittle fractures in the TD granitoids [Photo: a – b) M. Sentpetery, c – f) M. Kohút].

Obr. 15. Situácia v doline západne od Kostolíkov, mohutné bralo strednotriasových karbonátov uklonené na sever, pod koreňmi stromu vpravo v rámčeku je odkryv kryštalinika a kremencov, ktorého detail je na obr. 14a.

Fig. 15. Situation in the valley west of Kostolíky, a huge cliff of Middle Triassic carbonates inclined to the north, under the roots of the tree on the right in the frame is a discovery of crystalline rocks and quartzites, the detail of which is shown in Fig. 14a.

Obr. 16. Pohľad na záver Vrátnej doliny zo severu rok po katastrofálnych pôdnych zosuvoch. Pod hrebeňom je ešte stále viditeľné množstvo iniciačných odtrhových plôch (svetlé plochy) hlinito-kamenitých prúdov. Plochý a široký hrebeň pod lanovkou (v strede obrázka) kontrastuje s okolitými ostrými a úzkymi hrebienkami (www.googleearth.com).

Fig. 16. View of the end of the Vrátna dolina Valley from the north, year after cathastrophic landslides. Numerous head scarps (light surface) under the main ridge are still visible. The flat and wide ridge (in the middle of the picture) under the cable car contrasts with the surrounding sharp and narrow ridges (www.googleearth.com).

Obr. 17. Pohľad na severný hrebeň Snilovského sedla zo západu, možno vidieť nápadne zvlnený reliéf indikujúci hrubé kvartérne uloženiny a svahové pohyby.

Obr. 17. View on the northern ridge of Snilovské sedlo from the west, in the middle of picture is noticeably wavy relief indicating coarse Quaternary deposits and slope movements.

Obr. 18. Pohľad z východu na morfológiu zosuvu pod Chlebom (v popredí) a morfológiu severného svahu Snilovského sedla (v pozadí pod vrchnou stanicou lanovky).

Fig. 18. View from the east, morphology of the landslide below Chleb (in the foreground) and the morphology of the northern slope of Snilovské sedlo (in the background below the top station of the cable car).

Obr. 19. Svah v oblasti Steny, ohnuté kmene stromov v dôsledku pomalej zosuvnej aktivity, svah tvoria slienité horniny mraznického súvrstvia.

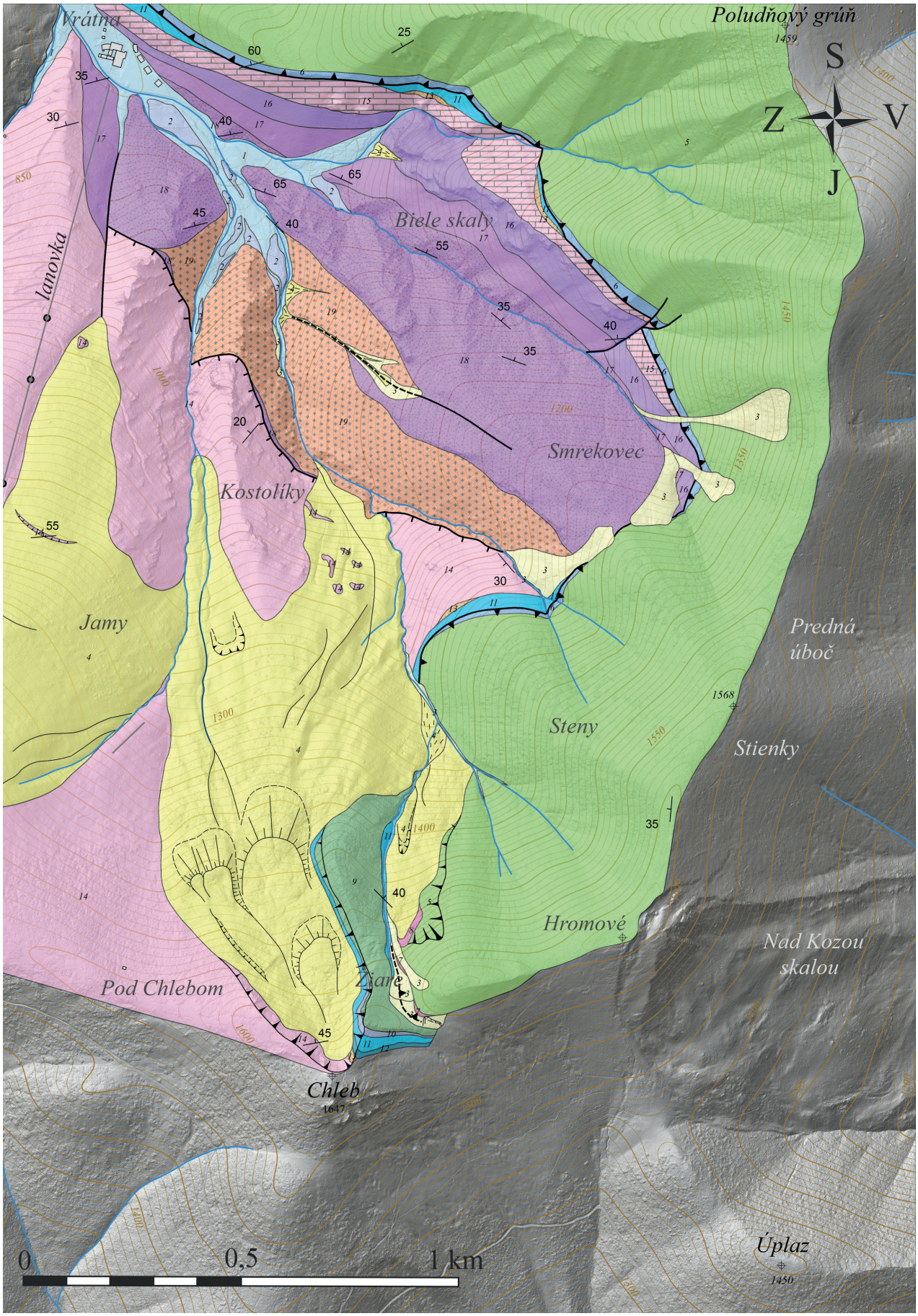
Fig. 19. Slope in the area of Steny, bent tree trunks due to slow landslide activity, the slope is formed by marly limestones of the Mraznica Fm.

V smere na sever je v nadloží kryštalinika zachovaný plynulý vrstvový sled jeho obalu začínajúci sa hrubým súvrstvím spodnotriasových kremencov, gutensteinským súvrstvím, dolomitmi a na niekoľkých miestach s menšími výskytmi kremencov a ílovitých bridlíc karpatského keuperu, organodetritických vápencov trlenského súvrstvia a škvrnitých ílovitých vápencov allgäuského súvrstvia.

Je problematické začleniť redukované súvrstvia vrchného triasu a jury (karpatský keuper, „trlenské“, allgäuské či ždiarske súvrstvie) do určitej tektonickej jednotky, keďže všetky uvedené litostratigrafické členy tvoria zdanlivo jeden súvislý stratigrafický sled. Horniny karpatského keuperu a spodnej jury (hlavne „trlenské“ súvrstvie) litologicky vykazujú skôr afinitu k tektonickej jednotke tatrika – chýbanie dolomitov v keuperi, hrubozrnnejšie variety kremenných pieskovcov a zlepencov v keuperi, chýbanie rétu a typických ílovitých bridlíc kopieneckého súvrstvia pozorovaných vo fatriku. Škvrnité ílovité vápence allgäuského súvrstvia sme pozorovali hlavne v oblasti zosuvu pod Chlebom v slede tatrika (výskyt v odkryvoch na hlavnom hrebeni aj ako dominantná zložka telesa zosuvu a sutiny v dolinách). Severne od údolnej stanice lanovky alebo v sz. svahoch oblasti Steny však majú stratigraficky bližšie skôr k nadložným súvrstviam fatrika. Jedine rádioláriové vápence ždiarskeho súvrstvia tvoria takmer súvislé podložie osnického a mraznického súvrstvia, preto sme príkrovú líniu krížňanského príkrovu fatrika viedli práve na báze tejto vrstvy (obr. 20).

Súvislý vrstvový sled obalu tatrika možno pozorovať na hlavnom hrebeni pohoria v smere na SV od kóty Chleb (1 647). V nadloží lúžňanského súvrstvia a strednotriasových karbonátov v turistickom chodníku vystupujú kremence karpatského keuperu, nad nimi organodetritické vápence trlenského súvrstvia, allgäuské súvrstvie a vo vyššej časti prekremenené a svetlosivé rohovcové vápence lučivnianskeho súvrstvia.

Na hrebeni na sever od Snilovského sedla (hrebeň pod lanovkou) sú v starších prácach znázornené dve šošovky



Obr. 20. Geologická mapa skúmaného územia na podklade digitálneho terénneho modelu.
Fig. 20. Geological map of the investigated area with DMR background (LiDAR).

Vysvetlivky

kvartérne sedimenty

1 *aluviálne sedimenty*

2 *terasové sedimenty*

3 *deluviálne sedimenty v celku*

4 *zosuvy*

aluviálne vejáre

fatrikum

5 *osnické a mraznické súvrstvie – svetlé hrubolavicovité béžové vápence s lastúrnatým lomom, svetlosivé slienité vápence (titón – barém)*

6 *ždiarske súvrstvie – rádioláriové vápence (vrchný bat – spodný kimeridž)*

7 *karpatský keuper – pestré ílovce (vrchný trias)*

8 *strednotriasové dolomity (stredný trias)*

tatrikum

9 *lučivnianske súvrstvie – sivé slienité vápence s rohovcami (spodná krieda)*

10 *ždiarske súvrstvie – rádioláriové vápence (vrchný bat – spodný kimeridž)*

11 *allgäuské súvrstvie – sivé slienité škvrnité vápence (lias)*

12 *trlenské súvrstvie – piesčito-krinoidové, lumachelové, oolitické vápence, lokálne siliciklastické sedimenty (grestenské súvrstvie) (lias)*

13 *karpatský keuper – kremenné zlepence (vrchný trias)*

14 *gutensteinské súvrstvie – vápence, dolomitické vápence a dolomity (stredný trias)*

15 *ramsauské dolomity (stredný trias)*

16 *gutensteinské vápence (stredný trias)*

17 *lúžňanské súvrstvie (3. člen) – pieskovce, ílovce (spodný trias)*

18 *lúžňanské súvrstvie (1. a 2. člen) – zlepence, kremence, pieskovce (spodný trias)*

19 *kryštalinikum – granitoidy magurského a ďumbierskeho typu (turnén – visén)*

všeobecné vysvetlivky

geologické hranice

a) a) *zlomy: a) zistené, b) zakryté, predpokladané*

príkrovové línie hlavných tektonických jednotiek

línie čiastkových štruktúrnych jednotiek

30 *smer a sklon vrstiev*

blokové zosuvy s vyznačením odtrhovej hrany

Obr. 21. Vysvetlivky ku geologickej mape Vrátnej doliny.
Fig. 21. Explanations of the geological map of the Vrátna dolina Valley area.

kremencov karpatského keuperu v strednotriasových karbonátoch, ktoré vykazujú aj striedanie gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov (Barkáč, 1958; Haško a Polák, 1978). Pri úklonoch vrstiev pozorovaných na starších mapách, ale aj priamo v teréne, takáto konfigurácia horninových členov indikuje buď prevrásnenie, alebo existenciu troch šupín, teda minimálne dva prešmyky v rámci triasových sedimentov. Domnievame sa, že výskyt karpatského keuperu na tomto hrebeni je kompletne celý vo forme sutiny a priamo in situ v tejto oblasti nevystupuje. Svedčí o tom niekoľko faktov. Na hrebeni sa nenachádza ani jeden prirodzený odkryv kremencov a v miestach ich zdanlivo pôvodného uloženia možno v zárezoch výkopov na elektrické káble pozorovať, že ide o zmiešané a pomerne hrubé kvartérne uloženiny (v sutine sa spolu vyskytujú gutensteinské vápence, dolomity a kremence). Odkryvy kremencov sa nenachádzajú v celom profile hrebeňa (ani na hlavnom hrebeni medzi Veľkým Kriváňom a Chlebom). Najbližší výskyt odkryvov v kremenných zlepencoch karpatského keuperu možno nájsť až vo výške okolo 1 450 m n. m. na hrebeni západne od hrebeňa Snilovského sedla, pestré pieskovce zase na hlavnom hrebeni 50 m sv. od kóty Chleb (1 647). Plošne rozsiahla sutina kremenných zlepencov sa nachádza na plochom hrebienku severne od Snilovského sedla. Kartograficky bola vymedzená ako keuper in situ (Haško a Polák, 1978). Z pohľadu morfológie terénu sa navyše tento hrebeň úplne vymyká formám reliéfu okolitých bočných hrebienkov v pohorí – oproti ostrým a úzkym je pomerne široký a plochý (obr. 16). Pri pohľadoch z východu aj západu je evidentné, že sa na ňom akumulovalo veľké množstvo kvartérnych uložením. Porovnanie s morfológiou „chlebských" zosuvov nám ponúka myšlienku, či tento reliéf nie je výsledkom toho istého procesu – mohutného zosuvu, ktorý by však bol starší a tým pádom dnes už menej výrazný (obr. 17 a 18). Odlučnou hranou zosuvu by v tomto prípade bola časť hlavného hrebeňa pohoria nad plošinkou Snilovského sedla.

Záver

Zlomový styk hornín kryštalinika so strednotriasovými karbonátmi nemožno interpretovať ako spätnú vrásu (Uhlig, 1902), spätný vrásový prešmyk (Barkáč, 1958) ani ako spätný prešmyk (Polák, 1979). Ide o nízkouhlový násun s vergenciou na sever.

Reambulovaná geologická mapa zobrazuje hlavnú zosuvnú štruktúru na severnom svahu vrchu Chleb (1 647 m n. m.), ktorú interpretoval Nemčok (1982).

Bol by vhodný ďalší detailnejší prieskum susedného hrebeňa (hrebeň pod lanovkou), ktorý taktiež možno považovať za súčasť starších svahových deformácií, v súčasnosti však menej výrazných ako v prípade chlebského zosuvu.

Ako veľmi silná pomôcka pri terénnej geológii sa ukázalo použitie digitálneho terénneho modelu získaného pomocou metódy LiDAR, zvlášť pri mapovaní zosuvov. Keďže rôzne horninové typy sa zákonite prejavujú aj v morfológii terénu, takýto podklad je skutočne silným nástrojom, či už priamo v teréne, alebo pri interpretáciách v rôznych geologických prostrediach.

Poďakovanie

Tento príspevok by nemohol vzniknúť bez kolegov z oddelenia inžinierskej geológie ŠGÚDŠ, predovšetkým Pavla Liščáka, Roberta Jelínka, Júlie Šimekovej a Andreja Žilku. Spolu s autormi príspevku na podklade DMR generovaného z LiDAR-u zhodnotili zosuvný hazard z hľadiska podmienok svahových pohybov a vypracovali prognózu ďalšieho vývoja. Uvedené práce boli financované z rozpočtu ŠGÚDŠ a prispeli k riešeniu mimoriadnej situácie, vyhlásenej v obci Terchová bezprostredne po prírodnej katastrofe.

Za pomoc pri terénnych presunoch kabínkovou lanovkou ďakujeme firme Omnitrade, a. s., hlavne Ing. J. Krištofíkovi zo strediska Vrátna – Chleb. Autori ďakujú aj recenzentom J. Hókovi a Ľ. Gazdačkovi za cenné pripomienky.

Literatúra

Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát, zv. 1. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 440 s.

Barkáč, Z., 1958: Správa o podrobnom geologickom mapovaní Malej Fatry, skupina Veľkého Kriváňa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 49 s.

Broska, I., Petrík, I. a Benko, P., 1997: Petrology of the Malá Fatra granitoid rocks (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Carpath., 48, 1, 27 – 37.

Boué, A., 1830: Résumé des observations sur I´age relatif du depot secondaries dans les Alpe set les Carpathes. J. Géol. Par Boué, Jobert et Rozet, Paris.

Bystrický, J., 1956: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní Veľkej a Malej Fatry so zreteľom na postavenie šiprúňskej série. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Demianová, V., 1982: Inventarizačny prieskum ŠPR Pod Chlebom – geomorfologická charakteristika. Ochr. Prír., 3, 81 – 92.

Fejdiová, O., 1985: Nové poznatky o spodnotriasovom klastickom – lúžňanskom súvrství v centrálnych Západných Karpatoch. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 10, 111 – 160.

Haško, J. a Polák, M., 1978: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Haško, J. a Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 145 s.

Ivanov, M. a Kamenický, L., 1956: Kryštalinikum Malej Fatry na liste B. Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Ivanov, M. a Kamenický, L., 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. Práce, Zoš., 45, 187 – 212.

Lukniš, M., 1942: Ľadovcové kotle v krivánskej skupine Malej Fatry. Krásy Slov., 21, Bratislava.

Maheľ, M. (ed.), Andrusov, D., Scheibner, E., Kuthan, M., Matějka, A., Seneš, J., Zoubek, V. a Sokołowski, S., 1964: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVI, list Banská Bystrica. Praha, Ústř. Úst. geol.

Maheľ, M., Andrusov, D., Buday, T., Franko, O., Ilavský, J., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, E., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E. a Zoubek, V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVI, list Banská Bystrica. Bratislava, Ústr. Úst. geol., 269 s.

Matějka, A., 1927: Geologické štúdie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., Odd. geol., 13, 303 – 316.

Matějka, A., 1931: La partie orientale de la Malá Fatra. In: Matějka, A., Andrusov, D. (eds): Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 13A, 303 – 316.

Matějka, A., 1932: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry. Část 1. Hlavní hřbet mezi Chlebem a Malým Kriváněm. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., VII, 100 – 104.

Matějka, A. a Kodym, O., 1935a: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry. Část II. Oblast Vrátenské a Bránické doliny. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 10, 76 – 84.

Matějka, A. a Kodym, O., 1935b: Zdroj: http://www.geology.cz/app/archiv/mproz.pl náhľad listu: http://www.geology.cz/app/archiv/o.pl?iddok=67192.

Nemčok, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, 319 s.

Olšavský, M. a Šimo, V., 2007: Diplocraterion: výrazná ichnofaciálna črta spodnotriasových súvrství Západných Karpát. Miner. Slov., 39, 3, 173 – 184.

Polák, M. a Rakús, M., 1973: Le lias de la nappe de la Krížna dans la Malá Fatra (Karpates occidentales). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 24, 2, 449 – 452.

Polák, M., 1979: Geologické profily Kriváskou Malou Fatrou. In: Maheľ, M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 77 – 81.

Sentpetery, M., 2011: South-vergent structures observed in the western part of the Krivánska Fatra Mts. (Central Western Carpathians). Acta Geol. Slov., 3, 2, 123 – 139.

Sentpetery, M., 2012: Neoalpínsky tektonický vývoj Krivánskej Fatry. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. paleont. PriF UK, 82 s.

Sentpetery, M. a Hók, J., 2012: Geologická stavba tatrika a fatrika v oblasti medzi Belianskou a Vrátnou dolinou (Krivánska Fatra). Acta Geol. Slov., 4, 1, 65 – 74.

Stur, D., 1860: Berichtüberdiegeologischen Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 11, 1, 17 – 151.

Trauth, F., 1909: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna, Eine stratigraphisch-paläontologische Studie. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients, 1 – 142.

Uhlig, V., 1902: Beiträgezur Geologie des Fatrakriváň-Gebietes. Deutsch. met. nat. cl. d. k. Akad. Wiss., 72, Wien, 1 – 43.

Summary

The catastrophic debris flows, accompanied by landslides on the July 21st 2014 caused devastation of the surroundings of the valley station of the cable way in the Vrátna dolina Valley. The situation required evaluation of the hazard of slope movements and forecast further development of the area. One of the recommendations was to update the geological map of the area in the scale 1 : 10,000. The main shortcoming of the current geological map of the region at the scale of 1 : 50,000 (Haško and Polák, 1978) is that several landslides (especially in the areas of Chleb and Hromové/Parohy) are not pictured as landslides, which precludes the correct cartographic representation of individual rock types in the studied territory. An erroneous representation in the geological map results in much distorted ideas about the actual geological structure of the area. The formations are often placed in a chaotic position (e.g., the body of the landslide itself below the Chleb elevation point), or give the impression that they are manifestations of faulting or folding (e.g., the appearance of a shear / duplex within the Triassic sediments on the ridge below the cableway). In addition, the area is undoubtedly affected by complex tectonics, the decryption of which requires a precise geological map (Fig. 20). The engineering geological conditions of the area are strongly affected by the geological structure of the area, especially by the lithology of rocks (debris flows were activated mainly in deluvial sediments containing fragments of the Mraznica Formation), but also by fault structures that can create relief forms often suitable for slope movements (e.g. head scar of landslide in the Smrekovec area).

The field mapping, which results are presented in this paper, was preceded by the airborne LiDAR survey that provided new digital terrain model (DTM). The use of the DTM obtained by the LiDAR method, especially in landslide mapping, has proven to be a very powerful tool for field geology. Since different rock types naturally manifest themselves in the morphology of the terrain, such elevation model is a really powerful tool, either directly in the field or for interpretations in different geological environments.

The oldest and structurally lowermost rocks present in the studied area (Fig. 20) are the Tatric granitic rocks of the "Magura and Ďumbier type" (Tournaisian – Visean age, Figs. 2 and 5). The "Magura type" granitic rocks are medium to coarse-grained, greenish-grey muscovite-biotite granodiorites to granites with phenocrysts of pinkish K-feldspars. The non-porphyric medium- to coarse-grained grey biotite granodiorites, in places with indistinctly deformed structure are generally included to the "Ďumbier type". The Tatric crystalline basement is overlain by the sedimentary cover of the Mesozoic age. The oldest are the Lower Triassic Lúžna Formation, which transgressively overlaps the granitic rocks. The Lúžna Formation (*sensu* Fejdiová, 1985) is divided into 1st and 2nd member represented by conglomerates, quartz arenites and arkoses, and 3rd member composed of variegated sandstones and claystones (Fig. 6). The overlying sequence is built by Middle Triassic black carbonates of the Gutenstein Formation and grey Ramsau Dolomites (Fig. 7). The upper Triassic part of the Tatric sedimentary cover is represented by the so called Karpathian Keuper, mostly formed by the pale quartz conglomerates and sandstones (Fig. 8a – c). The locally present Lower Jurassic shallow water to continental siliciclastics – mostly quartzites, arkoses with Fe-oxides are termed "Gresten Formation". They underlie the sediments of the Allgäu and Trlenská Formation. The Trlenská Formation (Fig. 9a – b) represents sandy-crinoidal limestones (calcarenites to calcirudites), sometimes with chert nodules, oolitic limestones, coquina with belemnites or limestones with dedlomitized clasts. The age of the formation is Hettangian – Sinemurian. The Allgäu Formation is represented by calcareous spotted limestones and claystones of Early Jurassic age. It gradually passes into spiculites of the Siliceous "fleckenmergel" of Middle Jurassic age. The Tatric

sedimentary cover sequence is terminated by the Lower Cretaceous grey clayey calpionellid limestones with chert nodules designated as the Lučivná Formation (Fig. 9).

The overlying sequence is included into the Fatric Krížna Nappe. The rock formation with unclear tectonic affiliation near the locality Žiare, North of Chleb (1,647 m a. s. l.), represented by the Triassic grey dolomites, and Karpathian Keuper sediments, are conditionally included into the basal part of the Fatric sequence. The rest of the Fatric sequence is strongly reduced and formed by the radiolarian limestones of the Ždiar Formation (Bathonian – Kimmeridgian) and pale grey clayey limestones of the Osnica and Mraznica formations (Tithonian – Barremian; Fig. 10).

The presented revision of the geological map (Fig. 20) represents main landslide structure on the northern slope of the elevation Chleb (1,647 m a. s. l.), which was recognized already by Nemčok (1982).

The fault contact of the crystalline basement rocks and Middle Triassic carbonates cannot be interpreted as a rear-vergent fold (Uhlig, 1902), neither a rear-vergent reversed fold fault (Barkáč, 1958), nor a backthrust (Polák, 1979). In fact, it is a low angle thrust with northern vergence.

A more detailed survey of the adjacent ridge (ridge under the cable car), which can also be considered as part of older slope deformations, would be appropriate. At present, however, less pronounced than in the case of the Chleb landslide.

Manuskript doručený: 14. 7. 2019
Revidovaná verzia doručená: 8. 9. 2020
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 1. 10. 2020

Geologická stavba severozápadného okraja Lúčanskej Fatry v prieskumnej štôlni Višňové – Dubná skala

Geological structure of the NW part of the Lúčanská Fatra Mts. in the reconnaissance gallery Višňové – Dubná skala (Western Carpathians)

Jozef Hók[1], Milan Sýkora[1], Antonín Matejček[2], Júlia Kotulová[3] a †Miloš Rakús[4]

[1] Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava, e-mail: jozef.hok@uniba.sk
[2] DPP Žilina, s. r. o., Kominárska 2, 4, 831 04 Bratislava – prevádzka: Legionárska 8023, 010 01 Žilina
[3] Ústav vied o Zemi, Slovenská akadémia vied, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava
[4] Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Prieskumná štôlňa Višňové – Dubná skala sa realizovala v rámci koridoru budúcej diaľničnej dvojprúdovej trasy tunela v období od 11/1998 do 08/2002. Bola vybudovaná s cieľom overiť základné inžinierskogeologické podmienky v celkovej dĺžke 7 480,23 m. Západná časť prieskumnej štôlne sa razila v sedimentoch paleogénu, mezozoických karbonátoch a granitových kataklazitoch. Kontakt medzi paleogénnymi a mezozoickými sedimentmi je situovaný pozdĺž poklesového zlomu. Mezozoické sedimenty patria do tektonických jednotiek fatrika a tatrika. Stratigrafický rozsah oboch tektonických jednotiek je výrazne redukovaný. Vrásové štruktúry zdokumentované v sedimentoch fatrika poukazujú na tektonické premiestnenie s vergenciou na severozápad. Kataklastické granitoidy sú prešmyknuté cez sedimenty mezozoika a smerom na východ prechádzajú do mylonitov. Vznik mylonitov súvisí s metamorfným prepracovaním granitov (0,3 GPa/300 °C) v zóne sinistrálneho strihu. Údaje o odraznosti vitrinitu (1,46 – 1,67 % Rr) získané z mezozoických sedimentov poukazujú na metamorfné prepracovanie nízkeho stupňa s teplotou 200 – 210 °C. Anomálne hodnoty odraznosti vitrinitu (4,72 – 6,46 % Rr) boli získané z kataklastických zón v mezozoických sedimentoch. Kenozoické sedimenty vykazujú diagenetické podmienky premeny s teplotou do 75 °C.

Kľúčové slová: fatrikum, tatrikum, tektonika, metamorfóza, odraznosť vitrinitu

Abstract. The Višňové – Dubná skala reconnaissance gallery was realized within the corridor of the future motorway twin-tube tunnel route from 11/1998 to 08/2002. The 7 480.23 m long reconnaissance gallery was constructed with the purpose to verify the essential engineering geological conditions. The western part of the gallery penetrated the Paleogene sediments, Mesozoic carbonate and granitoid-derived cataclasites. The contact between the Paleogene and Mesozoic sediments is situated along the normal fault. The Mesozoic sediments belong to the Fatricum and Tatricum tectonic units. The lithostratigraphic range of both tectonic units is significantly reduced. The fold structures recorded in Fatric sediments indicate northwest-trending displacement. The cataclasites are shifted over the Mesozoic strata and pass into mylonites in their eastward continuation. Origin of mylonite is linked with metamorphism (0.3 GPa/300 °C) within the sinistral shear zone. The mean random vitrinite reflectance data (1.46 – 1.67 % Rr) obtained from the Mesozoic sediments indicate very low-grade metamorphism with temperatures of 200 – 210 °C. Anomalous vitrinite reflectance from the tectonic zone in Mesozoic sediments corresponds to the low-grade metamorphic conditions of greenschist facies (4.72 – 6.46 % Rr). The Cenozoic sediments show diagenetic conditions with temperatures up to 75 °C.

Key words: Fatricum, Tatricum, tectonics, vitrinite reflectance

Úvod

Prieskumná štôlňa pre projektovaný diaľničný tunel Višňové – Dubná skala je situovaná v severnom zakončení Lúčanskej Fatry. Západný portál je umiestnený južne až juhovýchodne od obce Višňové. Východný portál je umiestnený severozápadne od Vrútok. Celková dĺžka prieskumnej štôlne je 7 480,23 m. Miestopisne sa nachádza v Žilinskom kraji, pričom západný portál je v okrese Žilina a východný portál v okrese Martin.

Prieskumná štôlňa sa razila v období od 11/1998 do 8/2002 z oboch strán odlišnými technickými postupmi (cf. Matejček a Bohyník, 2006). Zo strany východného portálu je štôlňa razená v horninách kryštalinika, v ktorom prevládajú granitoidné horniny. Pokiaľ ide o minerálne zloženie, dominujú tonality, petrochemicky sú to však hlavne granodiority a monzogranity (Dianiška et al. in Hók et al., 2002). Banskotechnické podmienky boli najnepriaznivejšie v intenzívne porušených zónach granitoidov paralelných so smerom razenia. Šírka zón sa pohybovala od 0,1 – 2,0 m do 5,0 – 12,0 m. Otvorené diskontinuity mali výrazný vplyv na hydrogeologické pomery. V štôlni sa striedali úseky s rôzne intenzívnymi prítokmi podzemnej vody s výdatnosťou v litroch, viackrát však s výdatnosťou 10 – 20 l . s^{-1} až 100 l . s^{-1}, pričom maximálny odtok vody zo strany východného portálu bol viac ako 400 l . s^{-1} (Matejček a Bohyník, 2006).

Zo západnej strany boli v profile štôlne identifikované postupne sedimenty paleogénu, mezozoika a granitoidné horniny. Horninové komplexy paleogénu patria k podtatranskej skupine. Kryštalinikum a sedimenty mezozoika sú súčasťou tektonických jednotiek tatrika a fatrika. Na geologickej stavbe širšej oblasti sa okrem spomenutých tektonických jednotiek podieľajú sedimenty hronika a kenozoika.

Geologická stavba a tektonika samotnej prieskumnej štôlne bola v minulosti predmetom výskumu (Hók et al., 2002; Matejček a Bohyník, 2006). Základné informácie o geologickej stavbe Lúčanskej Fatry sú zosumarizované na geologických mapách (Andrusov, 1932; Andrusov a Kuthan; 1944; predovšetkým však Rakús et al., 1988). Problematikou mezozoických sekvencií na západnom okraji Lúčanskej Fatry sa okrem uvedených autorov podrobne zaoberali Rakús a Hók (2003) a Havrila a Olšavský (2015). Problematike granitoidných hornín sa venovali hlavne Kamenický et al. (1987), Gorek et al. (1988) a Bagdasaryan et al. (1992). Podrobný opis granitoidných hornín v profile prieskumnej štôlne je uvedený v práci Dianišku et al. (in Hók et al., 2002).

Geologická stavba v západnom úseku prieskumnej štôlne pre projektovaný diaľničný tunel Višňové – Dubná skala

Povrchovú geologickú stavbu širšej oblasti západného portálu tvoria sedimenty podtatranskej skupiny a tektonické jednotky hronika, fatrika a tatrika (obr. 1).

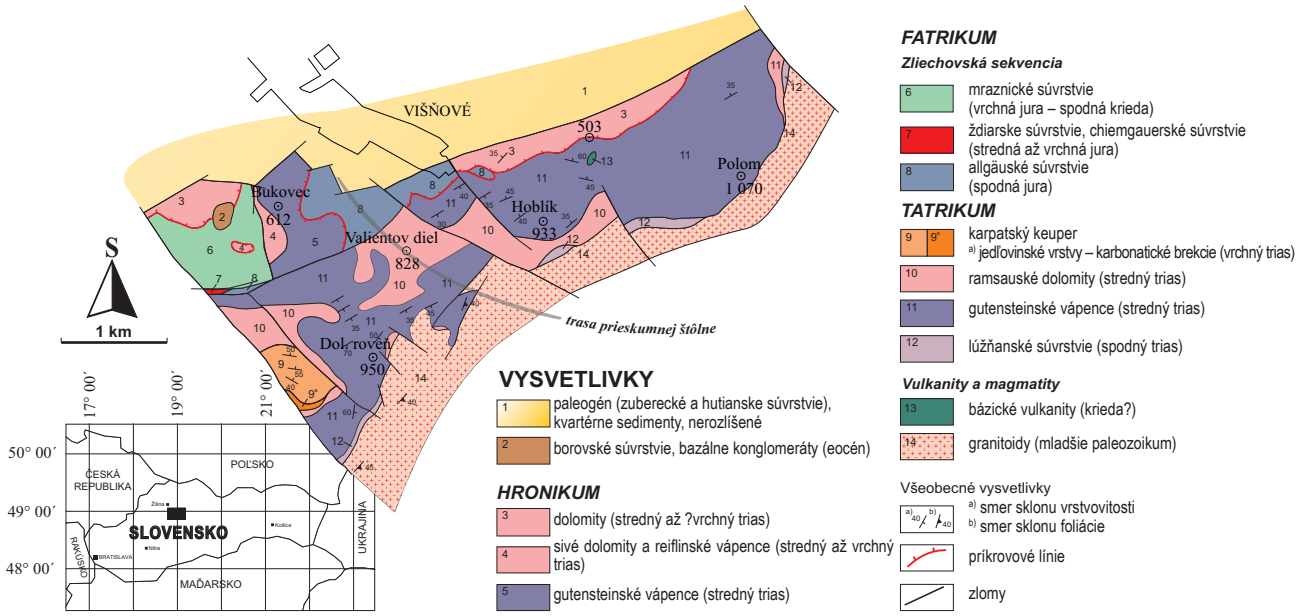
V prieskumnej štôlni sa zo západnej/severozápadnej strany vyskytuje hutianske súvrstvie podtatranskej skupiny (*sensu* Gross et al., 1984) v dĺžke asi 110 m (obr. 2). Súvrstvie je zložené väčšinou z ílovcov, menej z jemnozrnných pieskovcov. Vek ílovcov bol stanovený najmä na základe druhu *Ismolithus recurvus* Deflandre na vrchný priabón, zóna NP-19 v zmysle Martiniho (1971). Bazálna litofácia podtatranskej skupiny (borovské súvrstvie) nie je v prieskumnej štôlni prítomná a hutianske súvrstvie sa tektonicky stýka s allgäuským súvrstvím fatrika.

Allgäuské súvrstvie je prítomné v typickom vývoji, škvrnité ílovité doskovité vápence sa striedajú so škvrnitými vápnitými ílovcami. Súvrstvie je značne tektonicky postihnuté a deformované. Časté sú prejavy vrásnenia, kataklázy a zlomového porušenia. Vrásové deformácie ukazujú zmysel presunu generálne na severozápad. Bližšie stratigrafické zaradenie nie je možné vzhľadom na absenciu stratigraficky významných fosílií.

Sedimenty kopieneckého súvrstvia sa stýkajú s allgäuským súvrstvím prevažne tektonicky (obr. 2). Kopienecké súvrstvie tvoria sivohnedé a tmavosivé vápnité ílovce, siltovce a doskovité piesčité vápence v dĺžke asi 50 m. V úseku 241 – 251 m od vyústenia západného portálu je tektonická zóna, v ktorej sa zistili sedimenty fatranských vrstiev, karpatského keuperu, dolomity, ako aj allgäuské súvrstvie. Nasleduje zóna tektonických brekcií s identifikovateľnými úlomkami dolomitov (obr. 2).

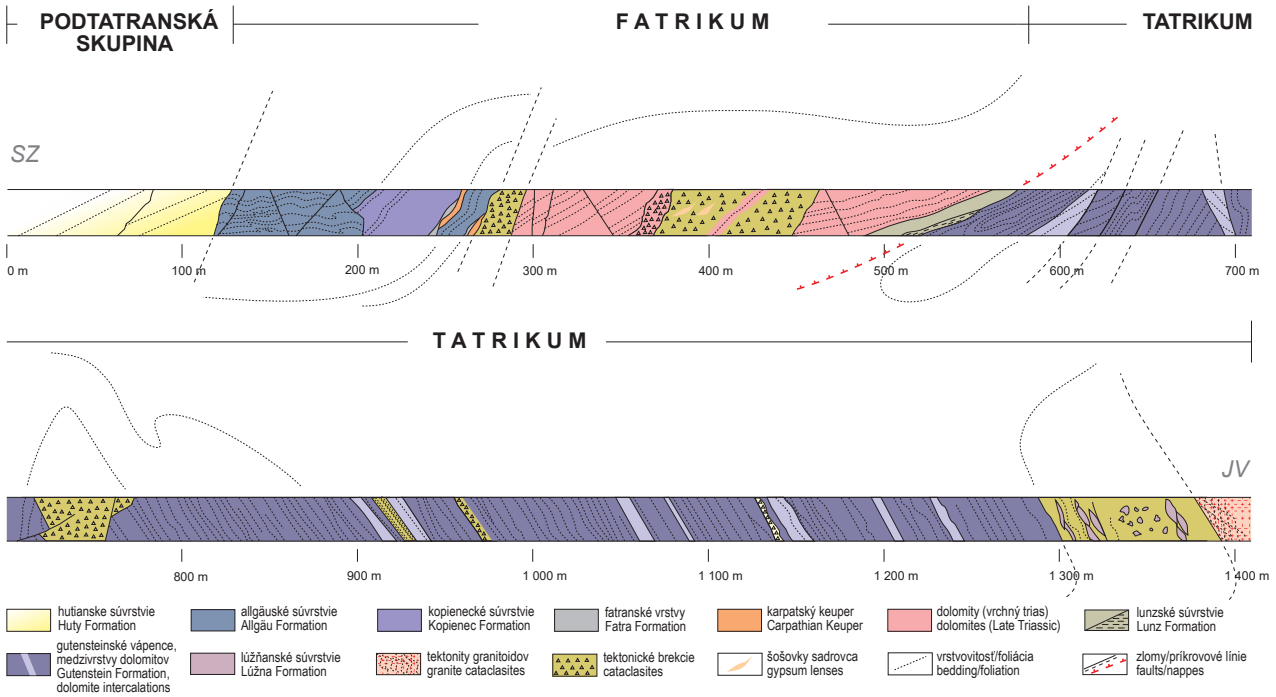
V pokračovaní prieskumného diela (255 – 365 m) sa vyskytujú vrchnotriasové dolomity. Dolomity sú masívne, často podrvené (tektonické brekcie), pukliny sú vyplnené kalcitom a dolomitom. Ojedinele obsahujú pseudomorfózy po evaporitoch. Od úseku 285 m sú vrstvovité, tektonická porušenosť je však stále výrazná. Stratigraficky sú horniny zaradené len na základe superpozície a analógie.

Interval 367 – 452 m reprezentuje zóna intenzívneho tektonického prepracovania horninového materiálu. Vyskytujú sa tu dolomitové kataklazity so sadrovcovým tmelom



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa širšieho okolia západného portálu prieskumnej štôlne Višňové – Dubná skala (zostavené z podkladov: Rakús et al., 1988; Sýkora in Hók et al., 2002; Rakús a Hók, 2003; Havrila a Olšavský, 2015).

Fig. 1. Simplified geological map of the western part of the reconnaissance gallery Višňové – Dubná skala (compiled from: Rakús et al., 1988; Sýkora in Hók et al., 2002; Rakús & Hók, 2003; Havrila & Olšavský, 2015). 1 – Paleogene sediments, Zuberec and Huty Fms; 2 – Paleogene sediments, Borové Fm., basal conglomerate; **Hronicum tectonic unit:** 3 – Dolomites – Middle to ?Late Triassic; 4 – Dolomites, Reifling limestones; 5 – Gutenstein Fm. **Fatricum tectonic unit:** 6 – Mraznica Fm., Late Jurassic – Early Cretaceous; 7 – Ždiar and Chiemgauer Fms., Middle to Late Jurassic; 8 – Allgäu Fm., Early Jurassic; **Tatricum tectonic unit:** 9 – Carpathian Keuper, Late Triassic; 10 – Ramsau Dolomites, Middle Triassic; 11 – Gutenstein Fm., Middle Triassic; 12 – Lúžna Fm., Early Triassic; 13 – Mafic volcanites, ?Cretaceous; 14 – Granitoid rocks, Late Paleozoic.



Obr. 2. Geologický profil prieskumnej štôlne pre diaľničný tunel Višnové – Dubná skala medzi západným portálom a úsekom 1 400 m (Sýkora a Hók, 2002 in Hók et al., 2002, mierne upravené).

Fig. 2. Geological profile of the reconnaissance gallery between the western portal and 1 400 m (Sýkora & Hók, 2002 in Hók et al., 2002, slighty modified).

(overené RTG) a karbonatickým ílovcom s litoklastami dolomitu a sadrovca. Okrem nich brekcia obsahuje rádovo až metrové bloky dolomitu. Matrix brekcií je tvorený karbonatickým ílovcom, ktorý obsahuje epigenetické živce (prevládajú K-živce), kremene a pyrit, čo svedčí o vyšších teplotných a ?tlakových podmienkach tektonického prepracovania. Nasledujúci úsek štôlne (452 – 490 m) predstavuje tektonicky deformovanú zónu, litologicky zloženú z vápencov a dolomitov (dolomit prevláda).

Hornina v úseku zhruba 490 – 510 m je tvorená sivým ílovcom s gradačnými laminami siltovcov, ktoré obsahujú klastický kremeň, a sivými bridlicami. Opísané sedimenty pokladáme za súčasť lunzských vrstiev. Na báze intervalu lunzských vrstiev predpokladáme tektonické rozhranie – príkrovový kontakt medzi súvrstviami fatrika a tatrika (obr. 2).

Prevaha dolomitov nad vápencami sa končí v úseku asi 530 m. Až do 730 m nasleduje úsek s prevahou vápencov. Vápence sú tmavosivé, jemnozrnné, doskovité, lavicovité až masívne. Často obsahujú pseudomorfózy po síranoch a polohy tektonických brekcií. Vápence medzi 530 – 736 m majú úklon na SZ, no v intervale 700 – 736 m sú prevažne vztýčené až strmo uklonené na JV.

V úseku štôlne medzi 730 až 760 m je zóna výrazných tektonických deformácií, podobná intervalu 367 – 412 m. Hojne sa v nej vyskytujú tektonicky zvrásnené, málo kohézne, prevažne dolomitické brekcie a karbonátové tektonické ílovce. Spolu s nimi sa ako šošovky a tmel v tektonických brekciách vyskytujú sadrovce. Úlomky karbonátov sú zložené zo sivých jemnozrnných dolomitov. Zistili sa v nich pseudomorfózy po evaporitoch, ojedinele paralelná laminácia.

Za zónou tektonických brekcií nasleduje úsek tvorený súvrstvím tmavosivých jemnozrnných vápencov gutensteinského typu s častými pseudomorfózami po evaporitoch. Vápence sú jemnozrnné – mikritické, zriedkavo v nich boli identifikované bioklasty: drobné úlomky článkov echinodermát, ostrakódy, *Globochaete alpina* Lombard, *Erlandia tintiniformis* (Mišík) a foraminifery rodu *Nodosaria.* Menej časté sú úlomky schránok brachiopódov a kalcifikované ihlice silicispongií. Okrem bioklastov sa vyskytujú peloidné zrná a intraklasty. Časté sú stylolity a epigenetické minerály – kremeň, plagioklasy a pyrit. Vápence ojedinele obsahujú vrstvy dolomitu. Dolomity sú väčšinou jemnozrnné, miestami s ílovou prímesou, paralelnou laminációu a ojedinele so štruktúrou „zebra“. V súvrství sa vyskytujú aj tektonické brekcie. V úseku okolo 1 220 m sa nachádzajú medzivrstvy a vrstvy tmavosivých ílovcov a prachovcov s klastickým kremeňom veľkosti siltu, epigenetickým pyritom a drobnými zrnami organickej (rastlinnej) hmoty, ako aj laminami arkóz.

Od úseku 1 310 – 1 333 m sa karbonáty vyskytujú len vo forme rekryštalizovaných klastov v tektonických brekciách. V tektonickej brekcii (1 310 – 1 380 m) sa v prevažnej miere vyskytujú len šošovkovito obmedzené klasty (centimetrovej až decimetrovej veľkosti) nekarbonatických hornín. Reprezentujú ich najmä arkózy až kremenné pieskovce, siltovce a ílovce. Pieskovce sú sivé, niekedy červenkasté, jemno- až strednozrnné. Peliticko-siltový matrix brekcií je sivý a tmavosivý, zriedkavo sa v ňom vyskytli úlomky červenkastých bridlíc. Predpokladáme, že v tektonickej zóne (1 310 – 1 380 m) sú inkorporované sedimenty spodného triasu, ktoré vystupujú aj v povrchových odkryvoch (obr. 1). Gutensteinské vápence pred spomenutou

tektonickou zónou (1 200 – 1 310 m) boli intenzívne zvodnené v systéme korozívneho krasu a prítok vody sa pohyboval v rozmedzí 10 – 70 l . s^{-1}.

Od úseku zhruba 1 400 m kataklazity obsahujú len oválne úlomky granitoidov. Kataklazity sú čiastočne litifikované, po údere kladivom sa však pomerne ľahko rozpadajú. V zóne kataklázy sú aj šošovky tektonického ílu s malým podielom úlomkov horniny, resp. jednotlivých minerálov, menšie ako 1 cm. V zóne nasunutia kryštalinika nie sú znaky duktilných deformácií. V úseku okolo 1 400 m možno sledovať foliáciu tektonického pôvodu, ktorá je výsledkom preexistujúcich procesov. Uvedená tektonická zóna má nepravú hrúbku asi 100 m, pričom intenzita kataklázy smerom od kontaktu vyznieva a je vystriedaná duktilnou deformáciou za vzniku mylonitov (v úseku 1 520 m). Štruktúra mylonitov je granoblastická, lepidogranoblastická, lepidoblastická a porfyroklastická. Podstatnú časť hmoty horniny tvorí jemno- až drobnozrnný kremeňovo-albitový agregát, v ktorom je možné pomerne často pozorovať porfyroklasty albitu, resp. kremeňa. Ich veľkosť nepresahuje 1,5 mm. Minerály tvorené počas mylonitizácie granitoidnej horniny sú pumpellyit (pseudomorfózy po prehnite a amfibole), epidot, fengit, zeolit, chlorit a albit. Indikujú P-T podmienky pri tlaku zhruba 0,3 GPa a teplote okolo 300 °C (Dianiška et al. in Hók et al., 2002).

Analýza svetelnej odraznosti vitrinitu

Cieľom analýzy odraznosti vitrinitu bolo určenie teplotnej premeny sedimentárnych hornín. V rámci prieskumnej štôlne sa analyzovali vzorky zo sedimentov kopieneckého súvrstvia (210 a 215 m) a zo zóny dolomitickej tektonickej brekcie (289 m). Vzorkový materiál bol doplnený aj o povrchové zbery s cieľom porovnať premenu analogických sedimentov v profile prieskumnej štôlne a povrchových odkryvov. Zároveň sa analyzovali vzorky zo sedimentov paleogénu a vrchného miocénu/pliocénu. Z výsledkov analýzy odraznosti vitrinitu vyplýva niekoľko zreteľných faktov. Priemerná odraznosť vitrinitu (*mean random reflectance* – Rr) meraná na vzorkách mezozoických sedimentov tatrika a fatrika sa pohybuje od 1,46 – 1,67 % Rr. Tento údaj pri prepočte na teplotu (Barker a Pawlewicz, 1986) predstavuje hodnotu 200 – 210 °C. Z kataklastickej zóny mezozoických sedimentov (289 m) boli zaznamenané anomálne vysoké hodnoty odraznosti, 4,72 – 6,46 % Rr. Také vysoké hodnoty sú typické pre nízky stupeň metamorfózy (fácia zelených bridlíc), kde sa na premene organických čiastočiek popri teplote blízkej ~300 °C vyvolanej lokálnym frikčným teplom vo veľkej miere podieľal aj usmernený tlak (Diessel et al., 1978; Kotulová in Hók et al., 2002; Árkai et al., 2002, 2007; Kříbek et al., 2008). V paleogénnych sedimentoch podtatranskej skupiny sa odraznosť vitrinitu pohybuje od 0,43 do 0,54 % Rr. Teplota odvodená z odraznosti vitrinitu zodpovedajúca maximálnej teplote pochovania paleogénnych sedimentov mohla dosahovať 46 – 75 °C (Barker a Pawlewicz, 1986). V sedimentoch vrchného miocénu až pliocénu nachádzajúcich sa pri východnom portáli prieskumnej štôlne (dubnoskalské vrstvy sensu Kováč et al., 2011) bola analyzovaná odraznosť vitrinitu 0,31 – 0,46 % Rr. Diagenetická teplota miocénno-pliocénnych sedimentov v čase ich pochovania dosahovala maximálne 54 °C (Barker a Pawlewicz, 1986).

Záver

V profile prieskumnej štôlne pre projektovaný diaľničný tunel Višňové – Dubná skala (obr. 2) sú horninové komplexy podtatranskej skupiny, horninové komplexy fatrika v rozsahu vrchný trias až spodná jura, redukovaný vrstvový sled mezozoika tektonickej jednotky tatrika a kryštalinikum tatrika.

Sedimenty paleogénu podtatranskej skupiny v profile prieskumnej štôlne zastupuje hutianske súvrstvie, ktoré sa tektonicky stýka so sedimentmi mezozoika tektonickej jednotky fatrika. V povrchových odkryvoch sa vyskytujú aj sedimenty borovského súvrstvia, ktoré prekrývajú vzájomný kontakt tektonických jednotiek fatrika a hronika (obr. 1). Táto pozícia vypovedá o substráte rozčlenenom eróziou v období ich sedimentácie (stredný eocén).

Tektonickú jednotku fatrika zastupujú vrchnotriasové až spodnojurské litostratigrafické členy. V profile prieskumnej štôlne neuvažujeme o prítomnosti ďurčinskej sekvencie fatrika, pretože jej rozsah je limitovaný na juhozápadný okraj Lúčanskej Fatry (Havrila a Olšavský, 2015). Tektonická jednotka fatrika z juhozápadu smerom na severovýchod vykazuje postupnú redukciu litostratigrafických členov až po ich úplnú absenciu. V prípade hronika je to skôr opačne, a to až do tej miery, že v oblasti severozápadných svahov kóty Hoblík (933) a Polom (1 070) sedimenty hronika spočívajú priamo na obalovej jednotke tatrika a tektonická jednotka fatrika je redukovaná len na útržky allgäuského súvrstvia. Treba však poznamenať, že ešte v oblasti kóty Bukovec (612) hronikum spočíva na mraznickom súvrství fatrika (obr. 1; *Geologická mapa Slovenska 1 : 50 000*, 2013 – online). O značnej litostratigrafickej redukcii fatrika a tatrika vypovedá situácia na východných svahoch Lúčanskej Fatry, kde sedimenty allgäuského súvrstvia ležia v priamom nadloží kryštalinika tatrika. Pri východnom portáli (Dubná skala) bol odkrytý kontakt medzi intenzívne kataklastickými horninami kryštalinika, na ktorých postupne spočívajú sedimenty karpatského keuperu, fatranské súvrstvie a útržky kopieneckého súvrstvia považované za súčasť fatrika.

Tektonickú jednotku tatrika v prezentovanom profile prieskumnej štôlne zastupujú kataklastické horniny kryštalinika a spodného triasu. Vrstvový sled pokračuje gutensteinskými vápencami s medzivrstvami dolomitov (stredný trias). Podobne ako vo fatriku, aj v rámci tatrika je vrstvový sled sedimentov mezozoika redukovaný. V danom prípade spomenuté horninové, resp. litostratigrafické sekvencie mezozoika tvoria integrálnu súčasť kozolskej sukcesie (*sensu* Havrila a Olšavský, 2015). Kontinuálna prítomnosť sedimentov lúžňanského súvrstvia a gutensteinských vápencov v celom pruhu sedimentov obalového mezozoika na severozápadných svahoch Lúčanskej Fatry tento predpoklad verifikuje. Najširší stratigrafický rozsah kozolskej sukcesie od permu po obdobie spodnej jury je zdokumentovaný v oblasti Kuneradu a Kamennej Poruby (Havrila a Olšavský, l. c.). Smerom na severovýchod je litostratigrafický rozsah postupne redukovaný na sedimenty lúžňanského

súvrstvia a diskutabilné výskyty permských klastík (*Geologická mapa Slovenska 1 : 50 000*, 2013 – online; Havrila a Olšavský, 2016). Z pohľadu redukcie obalovej sekvencie je signifikantná situácia vo vrte ZGT-3 v Turčianskej kotline, kde v podloží neogénnych a paleogénnych sedimentov bola prevŕtaná sedimentárna sekvencia ílovitých vápencov (alb – cenoman) zaradených do tatrika, prekrývajúca permské klastiká a mylonity lipovských granitov Veľkej Fatry (Kohút in Fendek et al., 1990).

Granity tatrika sú v prezentovanom profile západnej časti prieskumnej štôlne intenzívne kataklasticky deformované a prešmyknuté na sedimenty obalovej jednotky tatrika. V pokračovaní prieskumnej štôlne smerom na východ (úsek 1 520 m, mimo zobrazeného profilu na obr. 2) sa vyskytujú mylonity granitov, ktorých vznik možno spájať s transpresnou sinistrálnou strižnou zónou. Tlakovo-teplotné podmienky vzniku mylonitov odvodené z minerálnej asociácie bolo možné determinovať na približne 0,3 GPa pri teplote okolo 300 °C (Dianiška et al. in Hók et al., 2002).

Na základe získaných hodnôt odraznosti vitrinitu je možné konštatovať, že teplotné pomery premeny organickej hmoty v sedimentoch tatrika a fatrika spadajú do oblasti anchizonálnej premeny a dosiahli hodnoty 200 – 210 °C. Anomálne vysoké hodnoty odraznosti vitrinitu boli indikované zo zóny intenzívnej kataklázy mezozoických sedimentov (úsek 289 m).

Poďakovanie

Autori príspevku ďakujú za finančnú pomoc z grantov VEGA 1/0115/18 a VEGA 2/0014/18. Zároveň ďakujú recenzentom RNDr. Pavlovi Liščákovi, CSc., a Mgr. Máriovi Olšavskému, PhD., za pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť kvalitu príspevku.

Literatúra

Andrusov, D., 1932: Geologická studie v pohoří Větrných holí. Věst. St. geol. Úst. (Praha), VIII.

Andrusov, D. a Kuthan, M., 1944: Geologická mapa Slovenska – list Žilina (4361/2) – mierka 1 : 25 000. Bratislava, Št. Geol. Úst.

Árkai, P., Sassi, F. P. a Desmons, J., 2007: Very low-to low-grade metamorphic rocks. In: Fettes, D. a Desmons, J. (Eds.): Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 36 – 42.

Árkai, P., Ferreiro Mählmann, R., Suchý, V., Balogh, K., Sykorová, J. a Frey, M., 2002: Possible effects of tectonic strain on phyllosilicates: a case study from the Kandersteg area, Helvetic Domain, Central Alps, Switzerland. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 82, 273 – 290.

Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Ch., Cambel, B., Kamenický, L. a Macek, J., 1992: Granitoids of the Malá Fatra and Veľká Fatra Mts.: Rb/Sr isochron geochronology (Western Carpathians). Geol. Carpath., 43, 1, 21 – 25.

Barker, C. E. a Pawlewicz, M. J., 1986: The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter. In: Buntebarth, G. & Stegena, L. (Eds): Paleogeothermics, Lecture Notes in Earth Sciences, 5 Berlin, Springer, 79 – 93.

Diessel, C. F. K., Brothers, R. N. a Black, P. M., 1978: Coalification and graphitization in high-pressure schists in New Caledonia. Contr. Mineral. Petrology, 68, 63 – 78.

Fendek, M., Gašparik, J., Gross, P., Jančí, J., Kohút, M., Kráľ, J., Kullmanová, A., Planderová, E., Raková, J., Rakús, M., Snopková, P., Tuba, Ľ., Vass, D. a Vozárová, A., 1990: Správa o výskumnom geotermálnom vrte ZGT-3 Turiec v Martine a prognózne zdroje GE v oblasti Martina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 86 s.

Geologická mapa Slovenska M 1 : 50 000, 2013: Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra. Dostupné na: http://apl.geology.sk/gm50js.

Gorek, J., Vozár, J., Rakús, M., Horniš, J., Vozárová, A., Hók, J., Šucha, P., Krippel, M., Dovina, V., Pulec, M., Rojkovičová, Ľ. a Kantor, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26-333 (Martin-3). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 111 s.

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

Havrila, M. a Olšavský, M., 2015: Správa o geologickom mapovaní vrstvového sledu Kozla medzi Turskou dolinou a údolím Porubského potoka. Geol. Práce, Spr., 127, 7 – 79.

Hók, J., Matejček, A., Sýkora, M., Dianiška, I., Rakús, M., Kráľ, J., Kotulová, J., Broska, I., Hrdlička, M., Kubiš, M. a Uher, P., 2002: Tektonické a regionálne geologické zhodnotenie výsledkov prieskumných prác zo štôlne Višňové – Dubná Skala. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 128 s.

Janák, M. a Lupták, B., 1997: Pressure-temperature conditions of high-grade metamorphism and migmatitization in the Malá Fatra Crystalline complex, the Western Carpathians. Geol. Carpath., 48, 5, 287 – 302.

Kamenický, L., Macek, J. a Krištín, J., 1987: Contribution to petrography and geochemistry of granitoids in the Malá Fatra. Miner. Slov., 19, 4, 311– 324.

Kováč, M., Hók, J., Minár, J., Vojtko, R., Bielik, M., Pipík, R., †Rakús, M., Kráľ, J., Šujan, M. a 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, doi: 10.2478/v10096-011-0027-6.

Kříbek, B., Sýkorová, I., Machovič, V. a Laufek, F., 2008: Graphitization of organic matter and fluid deposited graphite in Palaeoproterozoic (Birimian) black shales of the Kaya-Goren greenstone belt (Burkina Faso, West Africa). J. Metamorph. Geol., 26, 9, 937 – 958.

Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.), Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma. Ed. Tecnosci., Roma, 739 – 785.

Matejček, A. a Bohyník, J., 2006: Význam realizácie prieskumnej štôlne pre tunel Višňové. Tunel, 15, 4, 12 – 19.

Rakús, M. a Hók, J., 2003: Geologická stavba antiklinály Kozla. Miner. Slov., 35, 2, 75 – 88.

Rakús, M. (ed.), Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Vozár, J., Vozárová, A. a Wunder, D., 1988: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry, M = 1 : 50 000. Bratislava, Slov. geol. úrad – Geol. Úst. D. Štúra.

Summary

The Višňové – Dubná skala reconnaissance gallery is situated on the northern periphery of the Lúčanská Fatra Mts (Fig. 1). The 7 480.23 m long gallery was constructed during 11/1998 to 8/2002 with the purpose to verify the

essential engineering and geological conditions for future motorway twin-tube tunnel route.

The gallery was excavated in granitoid rocks as well as the Mesozoic and Paleogene sediments. An incomparably larger part of the gallery is represented by granitoid rocks and their tectonic derivatives (cataclasite, mylonite) of the Lúčanská Fatra massif. Age of granitoids (granodiorite – tonalite) was determined to Latest Devonian – Carboniferous (Kamenický et al., 1987; Bagdasaryan et al., 1990).

The Mesozoic and Paleogene sediments are present in the western part of the gallery. Paleogene sediments (0.0 – 110.0 m) are composed mostly of claystone, less of fine-grained sandstone and belong to the Huty Formation of the Podtatranská skupina Group. The Mesozoic sediments of the Fatricum tectonic unit are successively represented by the Allgäu Fm., Kopienec Fm., Fatra Fm., Carpathian Keuper sediments, Upper Triassic dolomite, and Lunz Formation (Early Jurassic – Late Triassic). The Tatricum tectonic unit represents the Gutenstein Fm., and the Lúžna Formation (Middle Triassic – Early Triassic). Intensively tectonically disrupted zones (around 290.0 m; 400.0 m; 1 300.0 – 1 400.0 m) contain mostly semi-cohesive cataclasites. In general tectonic deformation is manifested by folding with northwestward vergency and faults with a normal sense of displacement. Based on the vitrinite reflectance analysis, the Mesozoic sediments of Fatricum and Tatricum tectonic units were affected by very low-grade metamorphism corresponding to anchizone with the temperature reaching 200 – 210 °C. Anomalous vitrinite reflectance from the tectonic zone (cataclasites) corresponds to the low-grade metamorphic conditions of greenschist facies. Paleogene and Neogene sediments (collected from the surface) reached temperatures up to 75 °C, which corresponds to diagenetic conditions. In the contact of the Mesozoic sediments and the granitoid rocks besides the cataclasites also mylonites were identified (1 520.0 m – out of Fig. 2). Their origin is linked with metamorphism (0.3 GPa/300 °C) within the sinistral shear zone.

Manuskript doručený: 11. 3. 2020
Revidovaná verzia doručená: 24. 4. 2020
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 1. 10. 2020

Geológia a tektonika levicko-santovskej elevácie (juhozápadný okraj štiavnického stratovulkánu)

Geology and tectonics of the Levice-Santovka elevation (southwest margin of the Štiavnica stratovolcano)

Jozef Hók[1], Martin Šujan[2], Milan Sýkora[1] a František Šipka[2]

[1] Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava, jozef.hok@uniba.sk
[2] EQUIS, spol. s r. o., Račianska 57, 831 02 Bratislava

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. V oblasti levicko-santovskej elevácie vystupujú spod neogénnych vulkanitov a vulkanoklastík na povrch horniny tektonickej jednotky hronika permského a triasového veku. V rámci sedimentov hronika je možné odlíšiť dve faciálne sekvencie – bielovážsku sekvenciu, ktorej pôvodný sedimentačný priestor sa nachádzal v intraplatformovom bazéne, a čiernovážsku sekvenciu, ktorú reprezentujú sedimenty karbonátovej platformy. Geofyzikálne, štruktúrne a litostratigrafické údaje spoločne s údajmi z vrtných prác poukazujú na presun sedimentov patriacich k čiernovážskej sekvencii na sedimenty bielovážskej sekvencie. Súčasný kontakt oboch sekvencií je sprostredkovaný poklesovým zlomom.

Kľúčové slová: Slovensko, Vnútorné Západné Karpaty, hronikum, čiastkové príkrovy

Abstract. The Permian and Triassic sediments of the Hronicum tectonic unit crop out from below the Miocene volcanic rocks and volcanoclastic sediments in the area of the Levice-Santovka elevation. Two different facies sequences were recognized in the Hronicum structure. The Biely Váh sequence represents the basinal environment to the contrary of the Čierny Váh sequence that represents the carbonate platform facies. Geophysical, structural, borehole and lithostratigraphic data indicate tectonic displacement of the carbonate platform sequence over the basinal sequence. They actual contact is arranged along the normal fault.

Key words: Slovakia, Internal Western Carpathians, Hronicum partial nappes

Úvod

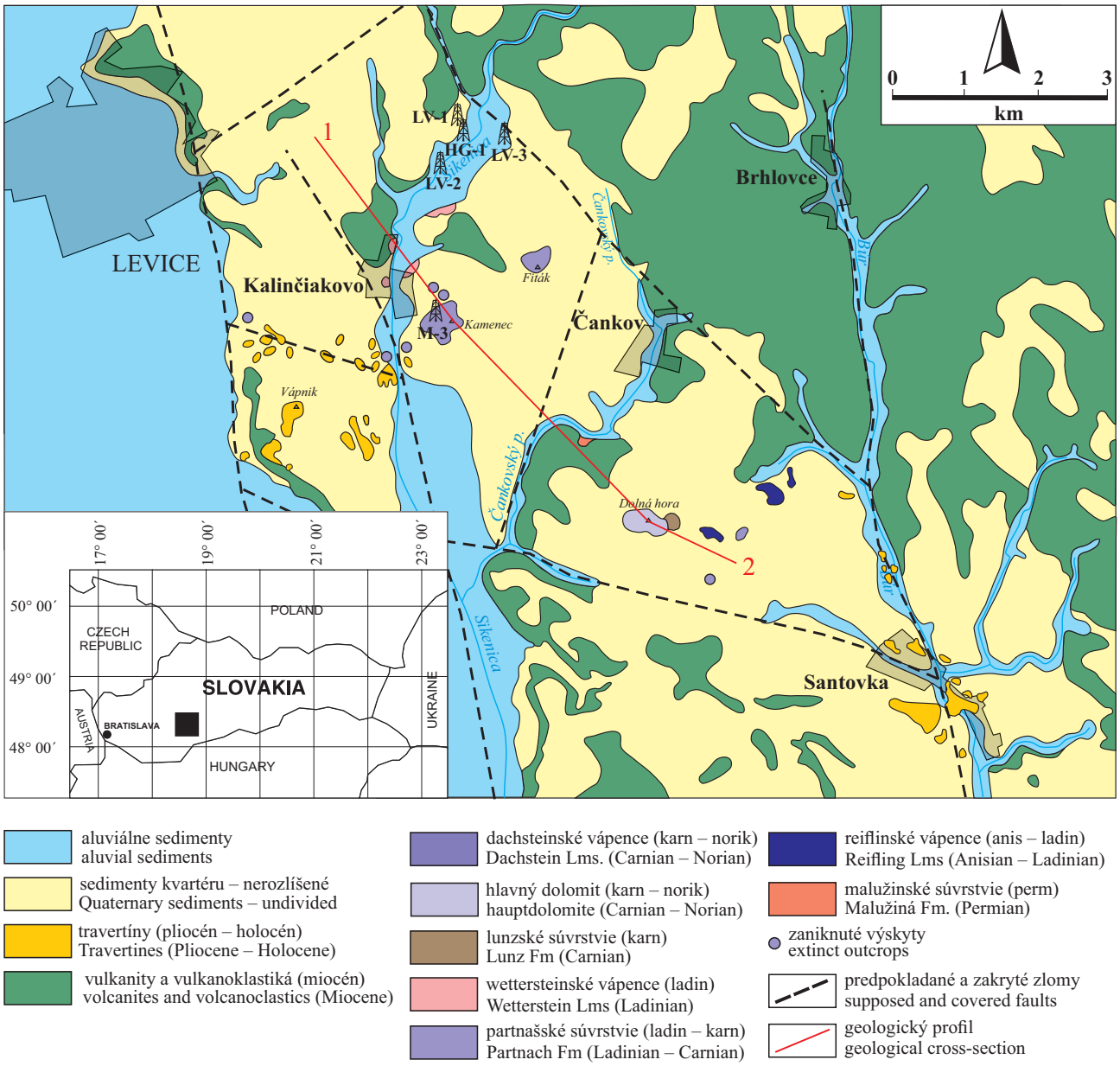
V oblasti medzi Levicami a Santovkou vystupujú spod sedimentov neogénu a kvartéru izolované výskyty predkenozoického podložia. Tvoria ich triasové karbonáty a permské klastiká tektonickej jednotky hronika (obr. 1). Na prítomnosť karbonátov v podloží miocénnych a kvartérnych sedimentov poukazujú aj početné akumulácie pliocénnych a kvartérnych travertínov (Halouzka in Nagy et al., 1998a, b). Ich vznik a prítomnosť sa viaže na vývery podzemnej vody s dostatočne hlbokým obehom v prostredí hornín bohatých na vápnik. Zároveň je ich vznik a výskyt podmienený aktivitou extenzných (poklesových) zlomových štruktúr (napr. Hancock et al., 1999).

Územie medzi Levicami a Santovkou je súčasťou geologickej štruktúry, ktorá sa označovala ako levické mezozoické ostrovy (Maheľ et al., 1967; Maheľ, 1986), levicko-turovská hrasť (Vass in Melioris a Vass, 1982), levická žriedelná línia, resp. levická žriedlová línia (Melioris a Vass, 1982, resp. Melioris, 1995) alebo santovská elevácia (Konečný et al., 2003).

Na tektonickú príslušnosť mezozoických sedimentov dlhodobo panoval nejednotný názor (c. f. Biely, 1965; Biely a Papšová, 1983; Maheľ, 1986; Melioris, 1995). Na základe odlišných, ale aj spoločných faciálnych znakov boli horninové komplexy vyskytujúce sa v 18 „ostrovoch" mezozoika alternatívne zaradené do tektonickej jednotky hronika alebo do tektonickej jednotky silicika. Tento stav pretrval až do identifikácie horninových sekvencií malužinského súvrstvia (perm), ktoré dopĺňa vrstevný sled mezozoických litostratigrafických členov a umožňuje celý komplex zaradiť do tektonickej jednotky hronika (Havrila et al. in Nagy et al., 1998b). Tektonická príslušnosť sedimentov mladšieho paleozoika a mezozoika medzi Levicami a Santovkou (hronikum) je odlišná od tektonickej príslušnosti sedimentov medzi Slatinou a Hornými Turovcami. Zároveň je odlišná aj priestorová pozícia spomenutých elevácií (cf. Konečný et al., 2003). Preto výskyty mladšieho paleozoika a mezozoika tektonickej jednotky hronika medzi Levicami a Santovkou navrhujeme pomenovať *„levicko-santovská elevácia"*. Pomenovanie spoľahlivo definuje geografickú pozíciu, tektonickú príslušnosť predkenozoického substrátu, ako aj morfotektonický charakter štruktúry. Príspevok prezentuje tektonický model priestorového usporiadania sedimentárnych sekvencií hronika v oblasti levicko-santovskej elevácie odvodený z litostratigrafických, geofyzikálnych a štruktúrnych údajov.

Litostratigrafia predkenozoických sedimentov levicko-santovskej elevácie

Za najstaršie sedimenty sa považuje súvrstvie, ktoré tvoria ílovité, ílovito-sericitické a piesčité bridlice striedajúce sa s drobovými pieskovcami, miestami s vulkanickým materiálom a zelenými drobnozrnnými bazaltmi (Havrila et al. in Nagy et al., 1998b). Opísaný horninový



Obr. 1. Geologická mapa oblasti levicko-santovskej elevácie (Nagy et al., 1998a; zjednodušené).
Fig. 1. Geological map of the Levice-Santovka elevation (Nagy et al., 1998a; simplified).

súbor je zaradený do malužinského súvrstvia (perm) ipoltickej skupiny hronika.

V juhovýchodnej skupine výskytov sa spoločne s malužinským súvrstvím vyskytujú reiflinské vápence (ilýr – fasan), pri ktorých Havrila (in Nagy et al., 1998b) pripúšťa, že časť tmavosivých bituminóznych hrubovrstevnatých vápencov s hľuzami čiernych rohovcov môže patriť aj k zámostkým vápencom. Spoločne s reiflinskými vápencami sa vyskytuje partnašské súvrstvie (obr. 1), ktoré obsahuje lavicovité, miestami masívne vápence tmavosivej aj svetlosivej farby, najčastejšie s väčšími i menšími tmavými škvrnami, vo vrchnejších častiach s medzivrstvami slienitých sivých bridlíc prechádzajúcich do žltkastých bridlíc a ílovitých vápencov.

Najvyššie litostratigrafické členy v juhovýchodnej skupine výskytov sú sedimenty lunzského súvrstvia (jul – tuval) obsahujúce tmavosivé a čierne ílovité bridlice s medzivrstvami olivovozelených, často zvetraných drobnozrnných pieskovcov (Biely, 1965). V ich nadloží sú prítomné hlavné dolomity (vrchný karn – norik), miestami intenzívne tektonicky postihnuté. Havrila (Havrila et al. in Nagy et al., 1998b) opísal z prostredia dolomitov tmavosivé, v zvetranom stave hnedasté, dobre zvrstvené lumachelové vápence.

Výskyty sedimentov mladšieho paleozoika (malužinské súvrstvie) a sedimentov mezozoika od reiflinských a partnašských vápencov cez lunzské súvrstvie až po hlavné dolomity sú súčasťou bielovážskej (bazénovej) faciálnej sekvencie hronika (Biely, 1965; Biely a Papšová, 1983; Havrila et al. in Nagy et al., 1998b).

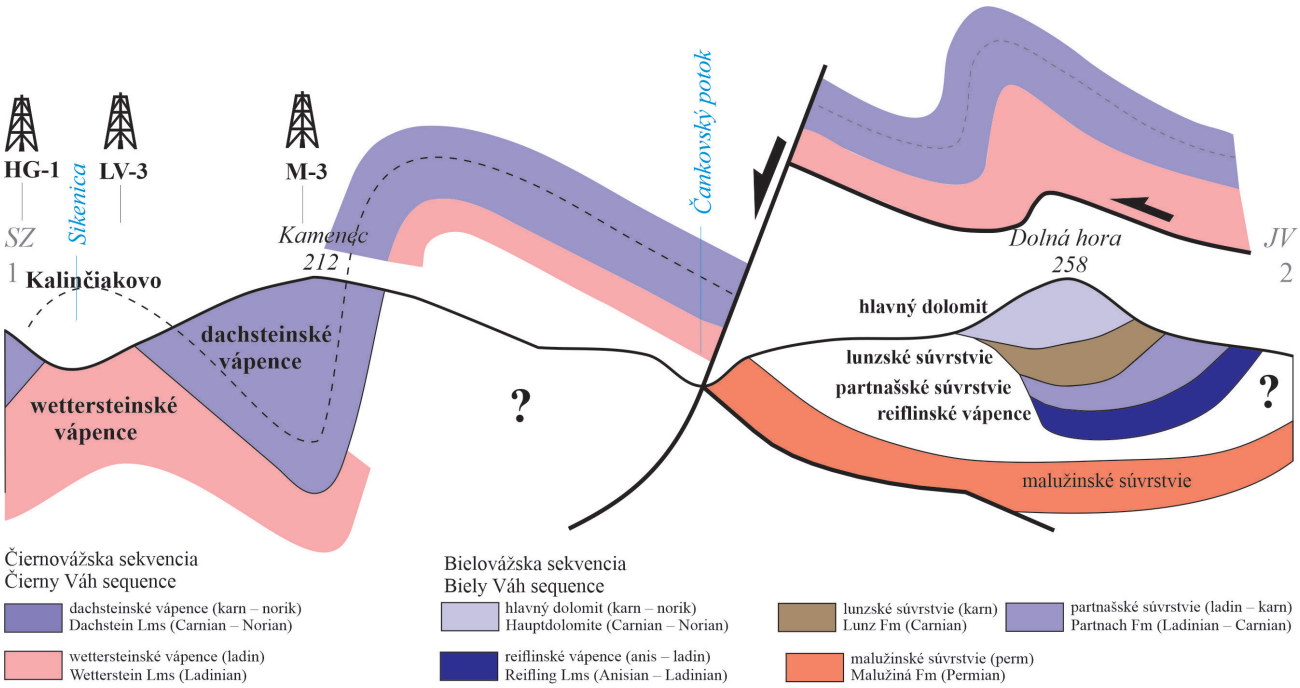
Severné, resp. severozápadné výskyty sedimentov mezozoika sú obmedzené na širšiu oblasť Kalinčiakova (obr. 1). Vyskytujú sa tu wettersteinské vápence (ladin) a dachsteinské vápence (karn – norik). V prípade dachsteinských

vápencov Havrila (in Nagy et al., 1998b) uvádza charakter ich metamorfného postihnutia v podobe rekryštalizácie a novovzniknutých sľúd. Oba litostratigrafické typy vápencov možno považovať za súčasť čiernovážskej faciálnej sekvencie hronika (Biely, 1965; Havrila, 2011).

Tektonika predkenozoických sedimentov levicko-santovskej elevácie

Z pohľadu priestorovej distribúcie jednotlivých litostratigrafických členov je zrejmé, že ich usporiadanie poukazuje na to, že na stavbe hronika sa v danej oblasti podieľajú tak bielovážska, ako aj čiernovážska faciálna sekvencia hronika (obr. 1). Bielovážska sekvencia je zastúpená malužinským súvrstvím, reiflinskými vápencami, partnašským súvrstvím, lunzskými vrstvami a hlavnými dolomitmi. Čiernovážsku sekvenciu reprezentujú wettersteinské a dachsteinské vápence. Pri akceptovaní superpozície jednotlivých litostratigrafických členov hronika v širšej oblasti kóty Dolná hora (258) je zrejmé, že horninový komplex hronika sa v tejto oblasti skláňa generálne smerom na severozápad, kde však vystupuje malužinské súvrstvie (obr. 1). Pri danej konfigurácii litostratigrafických členov v juhovýchodnej skupine výskytov sa ponúka riešenie plytkej synformnej štruktúry hronika. V jej osovej časti vystupujú najvyššie stratigrafické členy (hlavný dolomit) na kóte Dolná hora (obr. 2).

Odlišná situácia je v oblasti severozápadných výskytov hronika (severozápadne od doliny Čankovského potoka). Z povrchového výskytu dachsteinských vápencov v bývalom kameňolome jv. od Kalinčiakova (v blízkosti kóty 212 Kamenec) je známe uloženie vápencov, ktoré sa strmo (60 – 80°) skláňajú smerom na SZ. Podobné strmé úklony dachsteinských vápencov sú známe z vrtu M-3, kde sa dachsteinské vápence vyskytovali v celom vrtnom profile 861 m. Takéto uloženie dachsteinských vápencov indikuje ich tektonický postih a prítomnosť vrásových štruktúr. Podľa výsledkov indexu farebnej alterácie konodontov (CAI) sedimenty hronika v oblasti levicko-santovskej elevácie vykazujú index 4 – 5, čo indikuje teplotný interval okolo 250 – 350 °C (Gawlick et al., 2002; Havrila, 2011). Severozápadným smerom od povrchových výskytov dachsteinských vápencov sa vyskytujú wettersteinské vápence (Kalinčiakovo, údolie Sikenice). Z uvedených poznatkov je zrejmé, že dachsteinské vápence by mali upadať pod výskyty wettersteinských vápencov. To by indikovalo prevrátenú pozíciu vrstevného sledu. Vo vrtoch LV-1, LV-2 a HG-1, ktoré sú situované severovýchodne od povrchových výskytov wettersteinských vápencov (obr. 1), však na základe nálezov fosílnych zvyškov *Involutina sinusa pragsoides* (Oberhauser), *Involutina communis* (Kristan) a *Involutina* cf. *communis* boli identifikované vrchnotriasové dachsteinské vápence (Biela, 1978). Pri akceptovaní priestorového rozloženia a úklonov hornín povrchové výskyty wettersteinských vápencov sú v normálnej stratigrafickej pozícii pod dachsteinskými vápencami dokumentovanými vo vrtných prácach LV-1, LV-2 a HG-1 (obr. 1). Výskyty dachsteinských vápencov so strmým úklonom uloženia smerom na SZ v oblasti kóty Kamenec (212) je možné interpretovať ako rameno vrásovej štruktúry (obr. 2). Normálne uloženie, resp. stratigrafický vzťah a prevrásnenie wettersteinských a dachsteinských vápencov indikujú aj výsledky geofyzikálnych prác, ktoré zahŕňajú geoelektrický, gravimetrický a magnetotelurický prieskum realizovaný južne od Kalinčiakova v oblasti rekreačného strediska Margita-Ilona (Král et al., 2008; Šujan et al., 2018). Na základe uvedených faktov je možné



Obr. 2. Zjednodušený geologický profil naprieč hlavnými štruktúrami hronika v oblasti levicko-santovskej elevácie (bez mierky).

Fig. 2. Simplified geological cross-section across main structures of the Hronicum tectonic unit in the Levice-Santovka elevation (not to scale).

konštatovať, že na geologickej stavbe predkenozoického podložia levicko-santovskej elevácie sa podieľajú sedimenty tektonickej jednotky hronika, imbrikované v dvoch čiastkových príkrovoch odlišnej faciálnej proveniencie (obr. 2).

Záver

V oblasti medzi Levicami a Santovkou (levicko-santovská elevácia) sa vyskytujú predkenozoické sedimenty permu a triasu, ktoré sú súčasťou tektonickej jednotky hronika (obr. 1). Severozápadne od Santovky boli identifikované (Havrila et al. in Nagy et al., 1998b) sedimenty malužinského súvrstvia (perm) ipoltickej skupiny hronika, reiflinské vápence, ?zámostské vápence, partnašské súvrstvie, lunzské súvrstvie a hlavné dolomity, ktoré tvoria temer kontinuálny vrstevný sled bazénovej (bielovážskej) faciálnej sekvencie hronika (Havrila, 2011). Juhovýchodne od Levíc (širšia oblasť Kalinčiakova) sú prítomné wettersteinské a dachsteinské vápence, ktoré patria k paleofaciálnej oblasti karbonátovej plošiny (čiernovážska faciálna sekvencia) hronika (obr. 1).

Na základe výsledkov geofyzikálnych prác (Šujan et al., 2018), štruktúrnych údajov, ako aj litostratigrafického zaradenia sedimentov je možné konštatovať, že v oblasti levicko-santovskej elevácie sa vyskytujú dve čiastkové štruktúry hronika, pričom sedimenty čiernovážskej faciálnej sekvencie sú severovergentne presunuté cez sedimenty bielovážskej sekvencie. Ich súčasný kontakt je sprostredkovaný pozdĺž poklesového zlomu prebiehajúceho údolím Čankovského potoka (obr. 2).

Poďakovanie

Autori príspevku ďakujú za finančnú pomoc z grantov VEGA 1/0115/18, VEGA 2/0014/18 a VEGA 1/0085/17. Zároveň vyjadrujú poďakovanie recenzentom RNDr. Alexandrovi Nagyovi, CSc., a Mgr. Kamilovi Feketemu, PhD., za pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť kvalitu príspevku.

Literatúra

Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Region. Geol. Západ. Karpát, 10. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Biely, A. a Papšová, J., 1983: Nový biostratigrafický údaj z mezozoika levických ostrovov. Geol. Práce, Spr., 79, 113 – 116.

Biely, A., 1965: Správa o výskume mezozoika v levických ostrovoch. Spr. geol. Výsk. v Roku 1964. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 60 – 62.

Gawlick, H. J., Havrila, M., Krystyn, L., Lein, R. a Mello, J., 2002: Conodont colour alteration indices (CAI) in the Central Western Carpathians and the Northern Calcareous Alps – a comparison. Proceedings of the XVIIIh Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1 – 4, 2002. Geol. Carpath., 53, 15 – 17.

Hancock, P. L., Chalmers, R. M. L., Altunel, E. a Çakir, Z., 1999: Travitonics: using travertines in active fault studies. J. struct. Geol., 21, 903 – 916.

Havrila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba. Geol. Práce, Spr., 117, 7 – 103.

Konečný, V., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: Geologic structure and evolution of intravolcanic depressions in the area of Neogene volcanism in central Slovakia. Miner. Slov., 35, 255 – 290.

Král, M., Šujan, M., Dzúrik, J., Vitaloš, R., Hók, J. a Nagy, A., 2008: Geotermálny projekt Margita-Ilona. Manuskript. Bratislava, archív Equis.

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

Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II., sv. 1. Praha, Čs. Akad. Věd, 495 s.

Melioris, L. a Vass, D., 1982: Hydrogeologické a geologické pomery levickej žriedelnej línie. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 4, 7 – 56.

Melioris, L., 1995: Minerálne vody „levickej žriedlovej línie" a ich ochrana. Podzemná voda, 1, 1, 75 – 88.

Nagy, A. (ed.), Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, M., Havrila, M., Lexa, J a Pristaš, J., 1998a: Geologická mapa Podunajskej nížiny – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.

Nagy, A. (ed.), Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J. Kubeš, P., Liščák, P., Stolár, M. a Dulovičová, K., 1998b: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 187 s.

Šujan, M., Král, M., Hók, J. a Šipka, F., 2018: Hronikum západnej časti turovsko-levickej hraste (geofyzika). Manuskript. Bratislava, archív Equis.

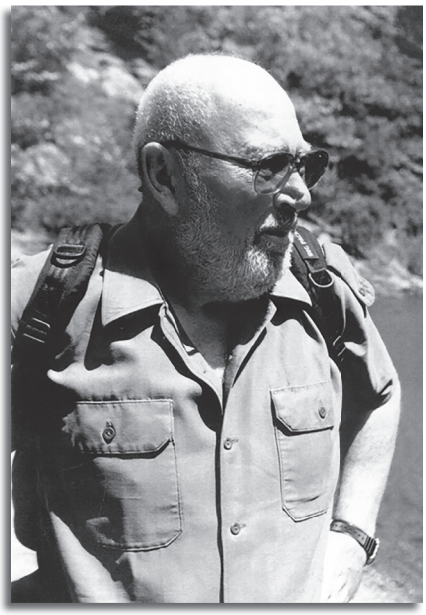
Summary

The Permian and Triassic sediments of the Hronicum tectonic unit crop out from below the Miocene and Quaternary sediments in the Levice-Santovka elevation structure (Fig. 1). Sediments of the Malužiná Fm. (Permian), Middle Triassic Reifling Lms., Partnach Fm., Late Triassic Lunz Fm. and Hauptdolomite (Nagy et al., 1998b) forming almost continuous sequence of the Biely Váh basinal facial sequence of the Hronicum northwest of Santovka village (Havrila, 2011). To the southeast of Levice town the Wetterstein and Dachstein limestones are present, belonging to the Čierny Váh carbonate platform facial sequence of the Hronicum (Fig. 1). The results of geophysical interpretations (Šujan et al., 2018), structural and lithostratigraphic data indicate that the sediments of the Čierny Váh sequence were thrusted northward over the sediments of the Biely Váh sequence. They actual contact is arranged along the normal fault dipping to the northwest (Fig. 2).

Manuskript doručený: 11. 3. 2020
Revidovaná verzia doručená: 24. 4. 2020
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 1. 10. 2020

SPOMIENKY

Za Tiborom Ďurkovičom
(* 14. januára 1935 – †26. novembra 2019)



Dňa 26. novembra 2019 odišiel za svojimi priateľmi a kolegami geológmi Tomášom Korábom, Jánom Nemčokom a Milošom Rakúsom doyen sedimentárnej petrografie vonkajšieho flyšu Slovenska RNDr. Tibor „TéĎé" Ďurkovič, CSc.

Želaním Tibora Ďurkoviča bolo nepripomínať jeho životné jubileá, kým bol nažive. Robíme tak až teraz, keď tu nie je, tak, ako nás o to kedysi požiadal.

Narodil sa 14. januára 1935 v Bratislave. Vyrastal v rodinnom prostredí, kde ho v mladosti rodičia podporovali v štúdiu, hudbe a športe. Stal sa dokonca juniorským majstrom ČSR v plávaní. Možno aj odtiaľ pramenil jeho odmietavý postoj k ľuďom, ktorí nechcú podať výkon – nielen v práci, ale aj pri ďalšom vzdelávaní popri odbornom štúdiu. To ho sprevádzalo počas vysokoškolských rokov aj v ďalšom, viac než 40-ročnom období odborného a vedeckého rastu na pracovisku Geologického ústavu D. Štúra.

V roku 1958 ukončil vysokoškolské štúdium obhajobou diplomovej práce na Katedre geológie a paleontológie Univerzity Komenského a nastúpil ako mapujúci geológ do vtedajšieho Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Tu pôsobil v rôznych pozíciách, naposledy ako vedúci oddelenia paleogénu. Vo svojej odbornej kariére sa zaoberal otázkami litológie, petrografie a stratigrafie vrchnokriedových a paleogénnych sekvencií flyšového pásma Západných Karpát vrátane problematiky vyhľadávania ropy a plynu. Popri geológii boli jeho vášňou šachy, ale aj ornitológia.

V roku 1965 obhájil na Karlovej univerzite v Prahe vedeckú hodnosť CSc. V období tesne pred r. 1968 absolvoval študijný pobyt na univerzite v Mníchove.

Jeho generácia skúmala skutočne neprebádané územia. Ceníme si, že nám mladším svojím osobitým prístupom, tvrdou, ale neurážajúcou kritikou, a čo je nesmierne vzácne, jemnou sebairóniou, priblížil túto naozajstnú pioniersku etapu poznávania geologickej stavby Slovenska. Jeho pedagogický prístup a „ámosovsky" pútavý spôsob vysvetľovania geologických súvislostí nielen na terénnych odkryvoch, ale aj v prostredí nášho ústavu nás vždy bude inšpirovať k tomu, aby sme sa aspoň priblížili k syntetickému pohľadu na aktuálne problémy geológie flyšového pásma, resp. geologickej stavby celého Slovenska. Aby sme chápali princípy a význam karpatskej geológie v rámci vývoja alpsko-karpatsko-himalájskej horskej sústavy.

Ďakujeme Ti za roky, v ktorých si nám dal možnosť kráčať spolu s Tebou. Zoznamovať sa Tvojím prostredníctvom s tajomstvami prírody v teréne z pohľadu skúseného geológa. Spoznávať život, ľudské hodnoty a rozumnú mieru hedonizmu. Vždy budeš patriť medzi tých vzácnych ľudí, ktorí nám mladším ukázali, že geológiu je lepšie vidieť v sebe, a nie seba v geológii.

TeDino, za všetkých, ktorých si tu nechal, ďakujeme.

Česť Tvojej pamiatke!

Alexander Nagy a Ondrej Pelech

Zoznam publikácií

Monografie a kapitoly v monografiách

Malkovský, M. (ed.), Buday, T., Koráb, T., Leško, B., Marschalko, R., **Ďurkovič, T.**, Gross, P., Kullmanová, A., Nemčok, J., Samuel, O., Snopková, P., Vaňová, M. a Volfová, J., 1967: Inner-Carpathian and outer flysch of the East Slovakia: Guide to excursion 17 AC, Czechoslovakia. Praha, Ústř. Úst. geol., 38 s.

Koráb, T. a **Ďurkovič, T.**, 1978: Geológia dukelskej jednotky. Bratislava, Veda, 180 s.

Rakús, M., Mišík, M., Michalík, J., Mock, R., **Ďurkovič, T.**, Koráb, T., Marschalko, R., Mello, J., Polák, M. a Jablonský, J., 1990: Paleogeographic development of the West Carpathians: Anisian to Oligocene. In: Rakús, M. (ed.): Evolution of the Northern Margin of Tethys: The Results of IGCP Project 198. Vol. III. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 39 – 62.

Grecula, P., Bartalský, J., Cambel, B., Herčko, I., Kaličiak, M., Matula, M., Melioris, L., Polakovič, D., Slavkay, M., Sombathy, L., Šefara, J. (eds.), Baňacký, V., Bezák, V., Bielik, M., Bujalka, P., **Ďurkovič, T.**, Elečko, M., Franko, O., Gargulák,

M., Hanzel, V., Hovorka, D., Janočko, J., Konečný, V., Kucharič, Ľ., Maglay, J., Marschalko, R., Mello, J., Michalík, J., Plašienka, D., Polakovič, D., Polák, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Samuel, O., Stráník, Z., Šarík, I., Vass, D. a Vozár, J., 2006: História geológie na Slovensku. Zv. 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 942 s.

Články

Ďurkovič, T., 1959: Výskyt problematika „Zoophycus“ v menilitových vrstvách. Geol. Práce, Zpr., 15, 151 – 154.

Leško, B., **Ďurkovič, T.** a Číčel, B., 1959, Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Zpr., 16, 131 – 142.

Ďurkovič, T., 1960: Príspevok k petrografii krosnenského a magurského flyša na východnom Slovensku. Geol. Práce, Zpr., 17, 51 – 79.

Nemčok, J., Koráb, T. a **Ďurkovič, T.**, 1961: Výskyt jaselských lupkov v magurskom flyši. Geol. Práce, Zpr., 23, 125 – 135.

Ďurkovič, T. a Koráb, T., 1961: Podmorský fosílny zosuv južne od Lopuchova: Magurský flyš východného Slovenska. Geol. Práce, Zpr., 23, 136 – 140.

Ďurkovič, T., 1961: Sedimentary-petrographic investigation of sedimentary structures with orientation in various direction in East-Slovakian Flysch. Geol. Práce, Zoš., 60, 245 – 256.

Ďurkovič, T., 1962: Sedimentárno-petrografický výskum magurského flyša na východnom Slovensku. Geol. Práce, Zoš., 63, 29 – 46.

Holécyová, J. a **Ďurkovič, T.**, 1963: Príspevok k poznaniu silicitov menilitových vrstiev vo flyši východného Slovenska. Geol. Práce, Zpr., 27, 175 – 191.

Ďurkovič, T. a Číčel, B., 1964: Mineralogicko-petrografická charakteristika vrchnokriedového súvrstvia dukelsko-užockých vrás. Geol. Práce, Zpr., 31, 103 – 117.

Ďurkovič, T., 1965: Clastic sediments of the Dukla Folds: Flysch of Eastern Slovakia / Tibor Ďurkovič. Geol. Práce, Zpr., 36, 219 – 234.

Ďurkovič, T. a Koráb, T., 1966: Ťažké minerály z alúvií rieky Cirochy, Údavy a Výravy a ich vzťah ku geologickej stavbe flyšového pásma. Geol. Práce, Zpr., 38, 79 – 86.

Ďurkovič, T., 1966: CM diagramy R. Passegu z klastických flyšových sedimentov. Geol. Práce, Zpr., 38, 175 – 178.

Ďurkovič, T., 1966: East Slovakian Flysch Sediments. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 107 – 154.

Ďurkovič, T., 1967: Relationschip between Paleocurrent Systeme and Petrographic Composition of Clastic Sediments in Dukla Unit. (Flysch of Eastern Slovakia). Geol. práce, Zpr., 42, 79 – 92.

Ďurkovič, T., 1968: Vzťahy medzi paleoprúdovými systémami a petrografickým zložením klastických sedimentov dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). Geol. Práce, Zpr., 46, 173 – 182.

Nemčok, J., Koráb, T. a **Ďurkovič, T.**, 1968: Lithological investigation of conglomerates of Magura Flysch in East Slovakia. Geol. Práce, Zpr., 44 – 45, 105 – 118.

Ďurkovič, T., 1969: Mineralogický a geochemický výskum ílovcov dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). Geol. Práce, Spr., 49, 63 – 90.

Ďurkovič, T., 1970: Sedimentárno-petrografický výskum centrálnokarpatského paleogénu širšieho okolia Bojníc. Geol. Práce, Spr., 52, 263 – 276.

Ďurkovič, T., 1972: Sedimentárno-petrografický výskum pročských vrstiev beňatínskeho flyšu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Spr., 58, 119 – 124.

Koráb, T. a **Ďurkovič, T.**, 1973: Sedimentológia a paleogeografia podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky. Geol. Práce, Spr., 60, 85 – 119.

Ďurkovič, T., 1974: Chemical Composition of the Magura and Dukla Unit Shales (East Slovakia Flysch). Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Ložisk., 1, 119 – 136.

Nemčok, J. (ed.), Gašpariková, V., Snopková, P., Vaňová, M., **Ďurkovič, T.** a Zakovič, M., 1977: Štruktúrny vrt Pu-1 Šambron (Ľubovnianska vrchovina). Region. geol. Západ. Karpát, 8, 72 s.

Čabalová, D. a **Ďurkovič, T.**, 1978: Výskum fyzikálno-mechanických vlastností a petrografického zloženia pieskovcov makovických a strihovských vrstiev magurského flyšu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Spr., 71, 181 – 190.

Ďurkovič, T. a Koráb, T., 1979: Štúdium proximality sedimentov dukelskej jendotky (flyš východného Slovenska). Geol. Práce, Spr., 73, 89 – 110.

Koráb, T. a **Ďurkovič, T.**, 1980: K otázke podložia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). Geol. Práce, Spr., 74, 65 – 78.

Ďurkovič, T., Koráb, T., Rudinec, R. (eds.), Gašpariková, V., Snopková, P., Köhler, E. a Zakovič, M., 1982: Hlboký štruktúrny vrt Zboj-1. Region. geol. Západ. Karpát, 16, 76 s.

Leško, B. (ed.), Babák, B., Borovcová, D., Boučková, B., Dubecký, K., **Ďurkovič, T.**, Faber, P., Gašpariková, V., Harča, V., Köhler, E., Kuděra, L., Kullmanová, A., Okénko, J., Planderová, E., Potfaj, M., Samuel, O., Slámková, M., Slanina, V., Summer, J., Sůrová, E., Štěrba, L. a Uhman, J., 1982: Oporný vrt Lubina-1. Region. geol. Západ. Karpát, 17, 116 s.

Leško, B., **Ďurkovič, T.**, Gašpariková, V., Kullmanová, A. a Samuel, O., 1978: Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1. Geol. Práce, Spr., 70, 35 – 56.

Leško, B. (ed.), **Ďurkovič, T.**, Franko, O., Gašpariková, V., Harča, V., Nemčok, J., Kullmanová, A., Jandová, V., Kristek, J., Vaňová, M., Štěrba, L., Rudinec, R., Smetana, J., Šupina, Z., Wunder, D., Kuděra, L. a Fáber, P., 1983: Oporný vrt Lipany-1 (4 000 m). Region. geol. Západ. Karpát, 18, 78 s.

Leško, B., **Ďurkovič, T.**, Gašpariková, V., Samuel, O. a Snopková, P., 1984: Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1. Miner. Slov., 16, 3, 217 – 255.

Leško, B. (ed.), Babák, B., Borkovcová, D., Cesnek, V., **Ďurkovič, T.**, Fáber, P., Fiľková, V., Gašpariková, V., Harča, V., Hradil, F., Janků, J., Koráb, T., Kuděra, L., Paroulek, V., Píchová, E., Rudinec, R., Samuel, O., Slámová, M., Smetana, J., Snopková, P., Šalplachta, J. a Širáňová, V., 1985: Oporný vrt Hanušovce-1 (6 003 m). Region. geol. Západ. Karpát, 20, 205 s.

Leško, B. (ed.), Samuel, O., Snopková, P., **Ďurkovič, T.**, Širáňová, V., Rudinec, R., Smetana, J., Losík, L., Píchová, E., Karkoška, F., Filková, V., Janků, J. a Hradil, F., 1987: Oporný vrt Smilno-1 (5 700 m). Region. geol. Západ. Karpát, 22, 133 s.

Nemčok, J. a **Ďurkovič, T.**, 1989: Litológia malcovského súvrstvia (magurská jednotka). Geol. Práce, Spr., 89, 39 – 51.

Gross, P. a **Ďurkovič, T.**, 1991: Diskusia k článku R. Rudinca 1989: Dvojetážová stavba vnútrokarpatského paleogénu pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku. Geol. Práce, Spr., 88, 121 – 126.

ERRÁTA

Geologické práce, Správy 134

Paleogeografická schéma depozičného priestoru sedimentov reingrabenského a lunzského eventu (centrálne Západné Karpaty): rešerš, poznámky, dierkavce

Milan Havrila, Daniela Boorová a Jakub Havrila

Na strane 22 v kapitole *Záver* vo vete „Vytvorená schéma depozičnej oblasti sedimentov reingrabenského a lunzského eventu (obr. 1) znázorňuje zachovanú časť deltového vejára.“ je nesprávne uvedený odkaz na obrázok. Namiesto obr. 1 má byť obr. 2.

POKYNY PRE AUTOROV

Manuskript článku je potrebné zaslať elektronicky na e-mailovú adresu vedeckého redaktora (ondrej.pelech@geology.sk).

Odporúčaný rozsah manuskriptu je max. 50 strán vrátane literatúry, obrázkov a popisov k obrázkom. Publikovanie prác väčšieho rozsahu je možné iba po schválení redakčnou radou časopisu. Články sa uverejňujú v slovenskom jazyku. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé, resp. *summary*) sú v anglickom jazyku (britská alebo americká angličtina).

Text

Úpravu textu spolu so zoznamom literatúry prispôsobiť týmto pokynom. Manuskript nespĺňajúci tieto pokyny bude vrátený autorovi.

Text písať fontom Times (napr. Times New Roman) s veľkosťou 12 bodov (medziriadková medzera 1,5) na stranu formátu A4. Strany je potrebné číslovať.

Manuskript pred prvou recenziou zaslať vedeckému redaktorovi vo formáte .pdf spolu s obrázkami v texte a priebežným číslovaním riadkov. Po recenzii zaslať opravený text vo formáte .doc bez obrázkov. Jasne označené súbory obrázkov v príslušnom formáte zaslať zvlášť. V texte vyznačiť finálne umiestnenie obrázkov.

Text manuskriptu musí byť logicky členený. Odporúčané členenie manuskriptu: 1. názov článku v slovenskom a anglickom jazyku; 2. meno a priezvisko autora (autorov); 3. adresa (obyčajne adresa pracoviska) a e-mailová adresa; 4. abstrakt v slovenskom a anglickom jazyku; 5. kľúčové slová v slovenskom a anglickom jazyku; 6. úvod; 7. hlavný text (jadro) článku; 8. záver; 9. poďakovanie; 10. použitá literatúra; 11. summary – anglické resumé (nepovinné); 12. prílohy (nepovinné); 13. popisy tabuliek a obrázkov v slovenskom a anglickom jazyku; 14. tabuľky; 15. obrázky.

Názov článku musí byť podľa možnosti stručný, zrozumiteľný a výstižný.

Abstrakt (v slovenskom aj anglickom jazyku) obsahuje hlavné výsledky práce, neobsahuje citácie. Rozsah abstraktu nemá byť väčší ako 400 slov a nemá byť členený na odseky. Za abstrakt pripojiť 4 – 6 kľúčových slov, ktoré je vhodné uviesť od všeobecných ku konkrétnejším.

V úvode jasne uviesť cieľ článku a charakteristiku skúmaného problému. Úvod môže obsahovať prehľad predchádzajúcich výskumov, opis geológie skúmaného územia a pod. Tie môžu alternatívne tvoriť samostatné kapitoly.

Hlavný text obsahuje metodiku práce a materiál. Výsledky majú obsahovať faktografické údaje. Zreteľne odlíšiť východiskové údaje od interpretácií. V texte neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, ale sa na ne len odvolať. Ako pomôcku na typologické zatriedenie môže autor členiť kapitoly a podkapitoly podľa hierarchie, a to číslicami 1, 2, 3 a na ďalšie úrovne (napr. 2.1, 2.2), maximálne však do 3. úrovne.

Správy

Časopis akceptuje aj krátke správy o výskumoch obsahujúce dôležité nové informácie, pri ktorých je žiaduce neodkladné zverejnenie. Správy majú zjednodušenú štruktúru (abstrakt, kľúčové slová, hlavný text nemusí byť členený na kapitoly, literatúra) a sú rovnako recenzované. Musia obsahovať lokalizáciu skúmaného územia či lokality (lokalizáciu GPS a/alebo mapu).

Ilustrácie a tabuľky

Časopis umožňuje publikovať farebné ilustrácie. Publikovanie farebných ilustrácií môže byť spoplatnené. Obrazové predlohy dodávať spolu s textom článku vo vektorovom formáte .ai, .cdr alebo .pdf, prípadne ako rastrovú grafiku vo formáte .jpg alebo .tif, vo verzii na tlač s rozlíšením najmenej 600 dpi.

Veľkosť textu v ilustráciách by mala byť medzi 7 a 12 bodmi a minimálna hrúbka línií 0,5 pt. Veľkosť ilustrácií a tabuliek je obmedzená formátom časopisu (Š x V = 170 x 250 mm – do dvoch stĺpcov, Š = 82 mm – do jedného stĺpca). Ak sa ilustrácie budú zmenšovať alebo zväčšovať, na originálnoch prispôsobiť veľkosť písma a hrúbku čiar a šrafovania. Prílohy väčšie ako formát A4 (skladačky) treba podľa možnosti vylúčiť alebo rozdeliť na viac strán.

Každá ilustrácia (graf, mapa, tabuľka, fotografia) a príloha musí byť v texte citovaná. Mapy musia obsahovať grafickú mierku, označenie severu a legendu. Fotografie výbrusov a snímky z elektrónového mikroskopu musia mať grafickú mierku.

Tabuľky dodať v samostatnom súbore (formát .xls) a zoradiť v takom poradí, ako sú citované v texte. Tabuľky väčšie ako formát 170 x 250 mm budú prijaté iba v ojedinelých prípadoch po schválení redakciou.

Citovanie a literatúra

Citácie v texte uvádzať vo forme napr. (Buček, 2001) alebo podľa Bučeka (2001), pri 2 autoroch (Kullmanová a Gašparíková, 1982), v prípade 3 a viac spoluautorov vo forme (Bezák et al., 1998). V zozname literatúry uvádzať všetkých spoluautorov citovanej práce. Citovanie materiálov (napr. „*in prep.*“ a „*in press*“), ktoré ešte nie sú akceptované na publikovanie, nie je možné. Viaceré publikácie toho istého autora z toho istého roku sa odlišujú napr. Plašienka (1995a), Plašienka (1995b). Prepis názvov z iných grafických sústav, napr. z cyriliky, sa riadi *Pravidlami slovenského pravopisu.* Pri špeciálnych prípadoch problematický bibliografický odkaz zvýrazniť, o spôsobe jeho uvedenia rozhodne redakcia.

Príklady typov použitej literatúry:

Mapa

Nemčok, J. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Kotański, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Rackowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wieczorek, J. a Zelman, J., 1994: Geologická mapa Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Monografia, vysvetlivky ku geologickej mape

Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru Vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 123 s.

Kapitola v monografii, príspevok v zborníku

Bezák, V., Jacko, S., Ledru, P. a Siman, P., 1998: Hercynian development of the Western Carpathians. In: Rakús, M. (Ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Geol. Surv. Slovak Republic, 27 – 34.

Článok v periodických publikáciách

Buček, S., 2001: Borové Formation of Middle Eocene age east of the Tatra Mts. Slovak Geol. Mag., 7, 1, 45 – 52.

Fordinál, K., Šimon, L. a Elečko, M., 2001: Regionálny geologický výskum neogénnej výplne a podložia Bánovskej kotliny. Geol. Práce, Spr., 105, 29 – 37.

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

Manuskript, technická správa, dizertácia, diplomová práca a pod.

Šimon, L., Konečný, V., Dublan, L., Lexa, J., Polák, M., Halouzka, R., Köhlerová, M., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 listov: 35-424 Veľké Pole – časť, 35-442 Nová Baňa – časť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 83313), 34 s.

Jablonský, J., 1986: Sedimentologické štúdium porubského súvrstvia (alb – cenoman) tatrika a zliechovskej sekvencie. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PriF UK, 210 s.

Právne podmienky a vedecká etika

Autori zodpovedajú za pravdivosť a pôvodnosť údajov predkladaného manuskriptu. Odoslaním manuskriptu do redakcie sa autor(i) zaväzujú, že manuskript je ich vlastným dielom, dodržiava základné etické princípy, neobsahuje klamlivé alebo falošné údaje a celý nebol ani nebude publikovaný inde ani v cudzom jazyku.

OBSAH

Buček, S. a Teťák, F.
Veľké bentické dierkavce z eocénnych glaukonitových pieskovcov magurského príkrovu (Orava a Javorníky)
Larger benthic foraminifera from the Eocene glauconitic sandstones of the Magura Nappe (Orava and Javorníky Mts.) 3

Sentpetery, M., Olšavský, M., Kohút, M. a Pešková, I.
Geologická stavba záveru Vrátnej doliny (Krivánska Fatra)
Geological structure of the Vrátna dolina Valley headslopes (Krivánska Fatra Mts.) 17

Hók, J., Sýkora, M., Matejček, A., Kotulová, J. a †Rakús, M.
Geologická stavba severozápadného okraja Lúčanskej Fatry v prieskumnej štôlni Višňové – Dubná skala
Geological structure of the NW part of the Lúčanská Fatra Mts. in the reconnaissance gallery Višňové – Dubná skala (Western Carpathians) 41

Hók, J., Šujan, M., Sýkora, M. a Šipka, F.
Geológia a tektonika levicko-santovskej elevácie (juhozápadný okraj štiavnického stratovulkánu)
Geology and tectonics of the Levice-Santovka elevation (southwest margin of the Štiavnica stratovolcano) 47

Spomienky
Nagy, A. a Pelech, O.: Za Tiborom Ďurkovičom 51

Indexované / abstraktované / sprístupňované databázou EBSCO