

26

Geologické výzkumy

na Moravě a ve Slezsku

Geological Research

in Moravia and Silesia

kenozoikum
mezozoikum
paleozoikum
krystalinikum
aplikovaná geologie



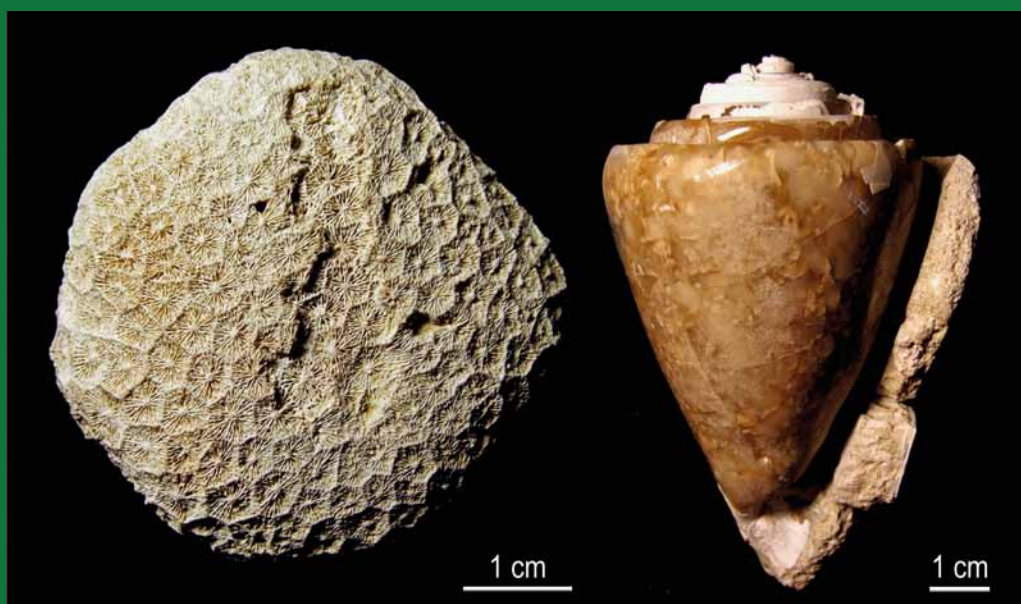
26. ročník/2019/1–2
Brno 2019



Xenolit odpovídající stavbou a minerálním složením gabru až dioritu uzavřený v hostitelském trachyandezitu, kamenolom Bučník. Autor M. Hašková, 2018.



Hydrotermální křemenné žíly v drobách hornobenešovského souvrství, kamenolom Valšov I. Autor P. Pořádek, 2012.



Korál *Siderastrea fröhlichiana* (Reuss, 1871) a kamenné jádro gastropoda *Lautoconus ponderosus* (Brocchi, 1814) z písčovny Mušlov. Autor A. Plichta, 2016.

Snímek na 1. straně: Ložisko Sedleckého kaolínu a.s. – pohled od východu na lom Osmosa-jih. Zbarvení důlních vod je způsobeno stařinami z historických dobývek po těžbě hnědého uhlí. Napravo od jímky probíhá těžba kaolínu. Na pozadí snímku je vnitřní výsypka. Autor R. Grygar, 2015.

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU

Geological research in Moravia and Silesia

Redakce – adresa a kontakty:

Marek Slobodník, šéfredaktor,
Ústav geologických věd MU,
Kotlářská 2, 611 37 Brno,
e-mail: marek@sci.muni.cz,
tel.: +420 549 497 055
Helena Gilíková, technická redakce,
Česká geologická služba,
Leitnerova 22, 658 69 Brno,
e-mail: helena.gilikova@geology.cz,
tel.: +420 543 429 233

Redakční rada:

Roman Aubrecht, KGP UK Bratislava
David Buriánek, ČGS
Jiří Faimon, ÚGV MU
Milan Geršl, ÚZPET MENDELU
Helena Gilíková, ČGS
Radomír Grygar, HGF VŠB-TU
Mathias Harzhauser, NHM Wien
Martin Ivanov, ÚGV MU
Václav Kachlík, ÚGP UK
Karel Kirchner, ÚG AV ČR
Martin Knížek, ÚGV MU
Zdeněk Losos, ÚGV MU
Martin Netoušek, ČMŠ a. s.
Marek Slobodník, ÚGV MU
Pavla Tomanová Petrová, ČGS

Vydává Masarykova univerzita,
Žerotínovo nám. 9, 601 77 Brno
IČO: 002 16 224
Vychází dvakrát ročně,
toto číslo vychází 10. 12. 2019
v nákladu 50 výtisků

Sazba a technická redakce:

Pavel Klímek, Helena Gilíková

Obal, tiráže, web:

Helena Gilíková, Martin Knížek
Koncepti obálky vytvořil Jan Kudělásek

Jazyková úprava:

Pavel Pracný

Zpracování pro tisk:

Adobe InDesign CS5.5

Adobe Photoshop CS5

Tisk: POINT CZ spol. s r. o.

Časopis je evidován MK ČR pod č. E 19837

ISBN 978-80-210-9465-9

ISSN 1212-6209 (print)

ISSN 2336-4378 (on-line)

© 2019 Masarykova univerzita

Časopis Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku (GVMS) je recenzovaným periodikem zařazeným do databáze SCOPUS a publikované články jsou uznávaným vědeckým výstupem. Zaměření GVMS spočívá v publikování kvalitních zjištění a faktů, nových dat z nejrůznějších geologických disciplín a regionů a jejich základní diskuse a interpretace. Cílem publikace je rychlé informování geologické veřejnosti o nových výzkumech, objevech a pokroku řešených projektů a jejich dílčích závěrech.

Elektronické vydání je dostupné v archivu na adrese:

<http://journals.muni.cz/gvms/>

Editori článků (executive editors): David Buriánek, Jiří Faimon, Milan Geršl, Martin Ivanov, Zdeněk Losos, Marek Slobodník, Pavla Tomanová Petrová

Na vydání čísla 26. ročníku se podíleli, včetně finanční podpory:

Ústav geologických věd PřF, Masarykova univerzita

Česká geologická služba

RNDr. Karel Martyčák – www.mikroskopy-prodej.cz

Českomoravský štěrka, a.s.

Redakce děkuje za práci recenzentům:

doc. Mgr. Aleš Bajer, Ph.D.; Mgr. Ivo Baroň, Ph.D.; prof. RNDr. Rostislav Brzobohatý, CSc.; RNDr. Pavel Čáp; doc. Mgr. Jan Cempírek, Ph.D.; doc. RNDr. Nela Doláková, CSc.; RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.; RNDr. Klement Fordinál, Ph.D.; doc. Mgr. Eva Geršlová, Ph.D.; Mgr. Martin Hanáček, Ph.D.; Mgr. Josef Havíř, Dr.; doc. RNDr. Katarína Holcová, CSc.; doc. Ing. Josef Honěk, CSc.; RNDr. Stanislav Houzar, Ph.D.; RNDr. Pavla Hrubcová, Ph.D.; doc. RNDr. Jaroslav Kadlec Dr.; doc. RNDr. Mgr. Lukáš Krmíček, Ph.D.; doc. RNDr. Zdeněk Máčka, Ph.D.; doc. RNDr. Slavomír Nehyba, Dr.; Mgr. Pavel Pracný, Ph.D.; Mgr. Pavel Roštínský, Ph.D.; Ing. Václav Suchý, CSc.; prof. Ing. Ondřej Šráček, M.Sc., Ph.D.; RNDr. František Vacek, Ph.D.; Mgr. Jan Valenta, Ph.D.; Mgr. Jan Vít, Dr.; Mgr. Vojtěch Wertich, Ph.D.

Redakce přijímá články v českém, případně anglickém jazyce, připravené podle pokynů pro autory. Příspěvky se přijímají po celý rok prostřednictvím redakčního systému na adrese <http://journals.muni.cz/gvms/>. Články budou průběžně recenzovány, redakčně zpracovány a publikovány on-line. Po naplnění kapacity čísla do tisku budou později přijaté texty k publikování zařazeny do následujícího vydání. Redakce si vyhrazuje právo odmítnout špatně připravený příspěvek! Pokyny pro autory, další informace, typografické značky a formát citací naleznete na adrese:

<http://journals.muni.cz/gvms/about/submissions#authorGuidelines>

AUTORSKÝ REJSTŘÍK

Index of Authors

Bábek, Ondřej.....	73
Břízová, Eva	66
Botor, Dariusz.....	73
Buriánek, David	80
Bubík, Miroslav	7, 16, 80
Cahová, Marcela.....	98
Doláková, Nela	116
Francírek, Michal.....	24
Galia, Tomáš	34
Geršlová, Eva	98
Gilíková, Helena.....	7, 116
Grygar, Radomír	109
Gurkovský, Václav.....	34
Hašková, Michalela.....	40
Haviř, Josef.....	103
Hladilová, Šárka	16, 58, 116
Jarošová, Marcela.....	109
Jelínek, Jan	109
Kirchner, Karel.....	49
Krejčí, Oldřich.....	116
Kropáč, Kamil	40
Kuda, František	49
Kuta, Jan	98
Nehyba, Slavomír	24, 49
Otava, Jiří	7,16
Pořádek, Přemysl.....	90
Rybníček, Michal	66
Slobodník, Marek	90
Staněk, František.....	109
Staňková, Jana	109
Švábenická, Lilian	7
Tomanová Petrová, Pavla.....	7, 116
Turek, Tomáš	58
Vít, Jan	7, 66
Všianský, Dalibor.....	80
Zágoršek, Kamil	116
Zimák, Jiří.....	90, 124

OBSAH

CONTENTS

KENOZOIKUM
Cenozoic

Nové poznatky o terciéru a kvartéru získané geologickým mapováním okolí Lipníka nad Bečvou
New findings on the Tertiary and Quaternary gained by geological survey of Lipník nad Bečvou surroundings
Miroslav Bubík, Helena Gilíková, Jiří Otava, Pavla Tomanová Petrová, Lilian Švábenická, Jan Vít 7

Záznam post-paleozoického geologického vývoje uchovaný v relikttech miocénu v Brně-Lišni
Post-Palaeozoic geological history saved in sedimentary record of Miocene remnants in Brno-Líšeň
Miroslav Bubík, Jiří Otava, Šárka Hladilová 16

Terciérní říční sedimenty v širším okolí Jihlavy
Tertiary river deposits in the wider surroundings of the Jihlava city
Michal Francírek, Slavomír Nehyba 24

Vliv říčního dřeva na morfologické a sedimentologické parametry koryta na příkladu meandrujícího toku Odry
Effect of instream wood on channel morphology and sedimentology: an example of the meandering Odra River
Václav Gurkovský, Tomáš Galia 34

Petrografie xenolitů vyvěřelých hornin v neovulkanitech z lomu Bučník u obce Komňa
Petrography of xenoliths of igneous rocks in neovolcanites from the quarry Bučník near the Komňa village
Michaela Hašková, Kamil Kropáč 40

Neogenní a kvartérní sedimenty v oblasti Nového Hrádku (západní část NP Podyjí)
Neogene and Quaternary deposits in the closest surroundings of the Nový Hrádek (the Podyjí National Park)
Slavomír Nehyba, Karel Kirchner, František Kuda ... 49

Měkkýší fauna (Gastropoda, Bivalvia) z lokality Mušlov (vídeňská pánev)
Mollusc fauna (Gastropoda, Bivalvia) from locality Mušlov (Vienna Basin)
Tomáš Turek, Šárka Hladilová 58

Organické uloženiny fluvialní výplně údolního dna řeky Bečvy u Oseku nad Bečvou a jejich vztah k vývoji sedimentace
Organic matter of the fluvial valley bottom infilling near Osek nad Bečvou and its relation to sedimentary development
Jan Vít, Eva Břízová, Tomáš Kolář, Michal Rybníček 66

PALEOZOIKUM
Paleozoic

Burial and thermal history modelling of the Upper Carboniferous strata based on vitrinite reflectance data from Bzie-Dębina-60 borehole (Upper Silesian Coal Basin, southern Poland)
Dariusz Botor, Ondřej Bábek 73

Nový pohled na genezi ordovické oolitické rudy z ložiska Skalka u Mníšku pod Brdy (pražská pánev, Barrandien)
New insight into the origin of Ordovician oolitic iron ores from Skalka Deposit near Mníšek pod Brdy (Prague Basin, Barrandian)
David Buriánek, Miroslav Bubík, Dalibor Všianský 80

Geochemie a radioaktivita paleozoických hornin na listech 15-31 Bruntál a 15-33 Moravský Beroun a jejich souvislost se složením variské hydrotermální mineralizace
Geochemistry and radioactivity of Palaeozoic rocks on the sheets 15-31 Bruntál and 15-33 Moravský Beroun and their relation to a composition of the Variscan hydrothermal mineralization
Jiří Zimák, Marek Slobodník, Přemysl Pořádek 90

APLIKOVANÁ GEOLOGIE
Applied geology

Mobilita vybraných stopových prvků vázaných v hnědém uhlí mostecké pánve
Mobility of selected trace elements bound in brown coal of the Most basin
Marcela Cahová, Eva Geršlová, Jan Kuta 98

Časová rezidua odcetů P vln ze severokorejské jaderné exploze z roku 2017 a jejich příspěvek k problematice nehomogenit litosféry ve střední Evropě
P-wave arrival time residuals from the 2017 North Korean nuclear test and its contribution to the problems of lithospheric inhomogeneities in the Central Europe
Josef Havíř 103

Dynamické modelování ložisek kaolinu na příkladu ložiska Jimlíkov-východ
Dynamic modelling of kaolin deposits on example of the Jimlíkov-East deposit
František Staněk, Jan Jelínek, Radomír Grygar, Jana Staňková, Marcela Jarošová 109

Střednopleistocenní sesuv na svazích Dražanské vrchoviny u Viničných Šumic

Middle Pleistocene landslide on the slopes of the Dražany Highlands close to Viničné Šumice village

Pavla Tomanová Petrová, Oldřich Krejčí, Nela Doláková, Helena Gilíková, Šárka Hladilová,

Kamil Zágoršek 116

Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v půdách na mapovém listu 24-22 Olomouc – vztah mezi radioaktivitou půdy a matečné horniny

Contents of natural radioactive element (K, U, Th) in soils on the map sheet 24-22 Olomouc – a relation between radioactivity of soil and parent rock

Jiří Zimák 124

Nové poznatky o terciéru a kvartéru získané geologickým mapováním okolí Lipníka nad Bečvou

New findings on the Tertiary and Quaternary gained by geological survey of Lipník nad Bečvou surroundings

Miroslav Bubík¹✉, Helena Gilíková¹, Jiří Otava¹, Pavla Tomanová Petrová¹, Lilian Švábenická², Jan Vít¹

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno

² Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

Key words:

Western Carpathians, Paleogene, Neogene, Quaternary, biostratigraphy, provenience, lithology

✉ miroslav.bubik@geology.cz

Editor:

David Buriánek

Abstract

Detail geological survey of the Lipník nad Bečvou surroundings brought new geological informations about the area, where Variscan and Carpathian orogens touch each other by their allochthonous nappe units. Detail mapping supported by micropaleontology enabled to fix the spatial extent of the nappe remnants of the Ždánice Unit in poorly exposed areas. Southeastern outskirts of Lipník nad Bečvou are part of the type area of the Menilite Formation defined by Glocker (1844) and one of his historical type localities near situated Símře was rediscovered. Lower Miocene strata were subdivided to the Stryzawa and Kroměříž formations based on the provenience of clastic material: Bohemian Massif for the Stryzawa Fm. and Carpathian nappes for the Kroměříž Fm. A new occurrence of rhyolitic fine-grained volcanoclastics was discovered in the Carpathian Foredeep in Lipník nad Bečvou. Quaternary sediments are represented, first of all, by complex fluvial terrace system of the Bečva River that illustrates the evolution of landscape since the latest Early Pleistocene. Remarkable local curiosity is fresh-water limestone (travertine) in Tučín, formed at the spring of thermal mineral water.

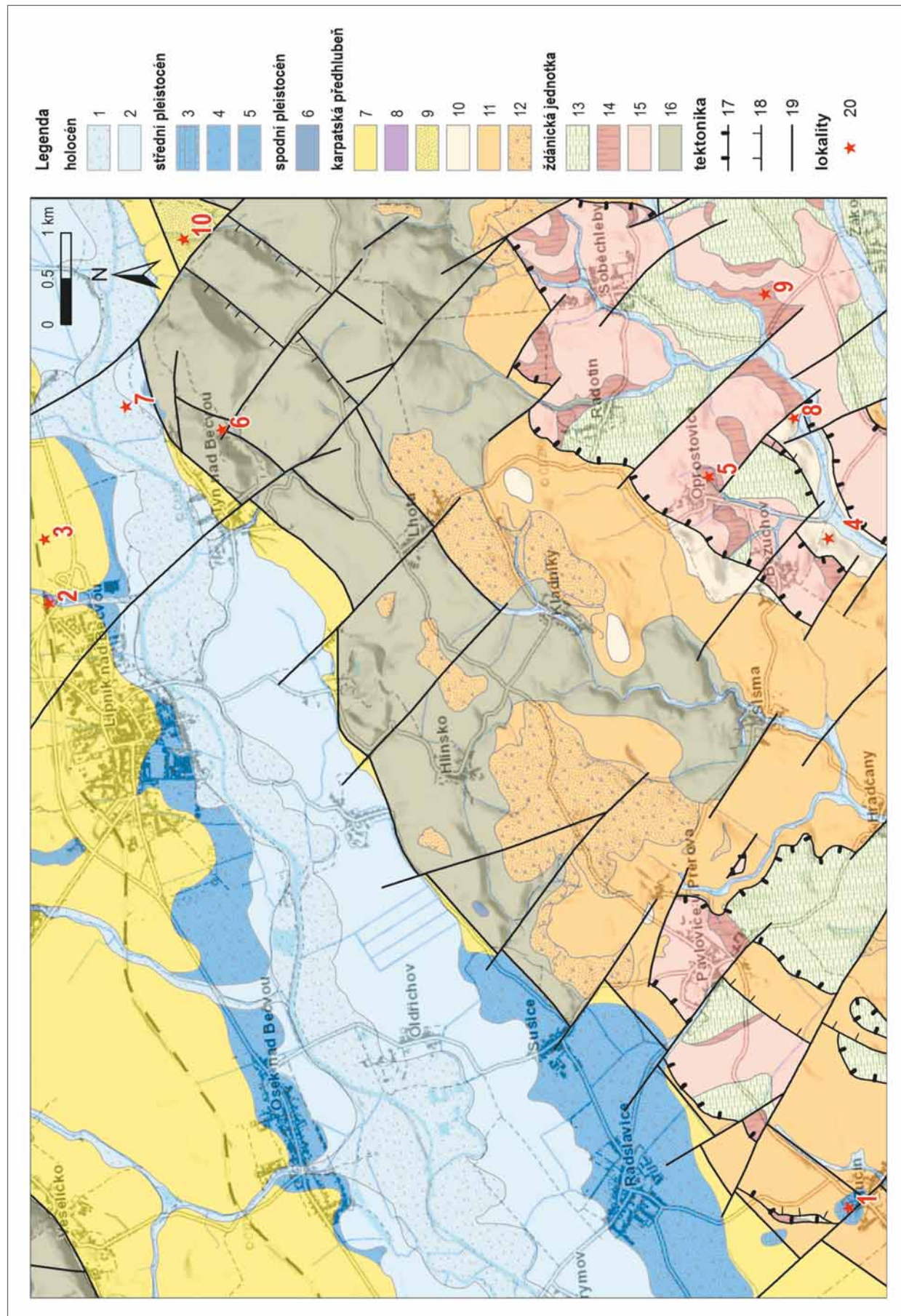
Úvod

V průběhu let 2014 až 2017 bylo v rámci mapovacího projektu České geologické služby provedeno podrobné geologické mapování území listu 25-132 Lipník nad Bečvou v měřítku 1 : 25 000. Geologická jedinečnost území spočívá ve styku příkrovových jednotek variského a alpského orogénu, kde proti sobě stojí s opačnou vergencí šupiny jesenického kulmu (např. Havíř 2018) a příkrov ždánické jednotky. V povrchové stavbě se výrazně projevuje deprese karpatské předhlubně protékaná řekou Bečvou a kulmský flyš tvořící pásmo Nízkého Jeseníku na SZ a elevaci kry Maleníku j. od toku Bečvy. Podloží karpatské předhlubně jsou devonské a karbonské vápence jednotky Moravského krasu. Tyto jsou kompletně zakryty až 900 m mocnou miocenní výplní karpatské předhlubně a jsou známy jen z vrtů (např. NP-767 Prosenice, Hufová 1974). Karpatská předhlubně v Moravské bráně je vyplněna sedimenty badenského stáří. K předhlubni patří také spodnomiocenní sedimenty (stupeň karpat) pokrývající kru Maleníku na JV oblasti. Tato situace je výsledkem přesunu depocentra karpatské předhlubně na začátku středního miocénu. Strukturně nadložní jednotkou je vnější skupina karpatských příkrovů zastoupená ždánickou jednotkou. Vystupuje v řadě izolovaných příkrovových trosek nevelké mocnosti. Pro sestavení geologické mapy byly využity veškeré výsledky předchozích regionálně geologických výzkumů, zejména mapa v měřítku 1 : 50 000, list 25-13 Přerov (Pálenský

Doporučená citace článku:

Bubík, M., Gilíková, H., Otava, J., Tomanová Petrová, P., Švábenická, L., Vít, J. (2019). Nové poznatky o terciéru a kvartéru získané geologickým mapováním okolí Lipníka nad Bečvou. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 7–15.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-7>



Obr. 1: Zjednodušená geologická mapa bez eolických a koluviálních pokryvů, list 25-132 Lipník nad Bečvou. Kvartér: 1 – fluviální písčitohlinité až štěrkovitopísčité sedimenty; 2 – fluviální hlinitopísčité sedimenty (vyšší nivní stupeň); 3 – travertiny; 4 – fluviální písčité štěrky; 5 – hlinité štěrky výplavových kuželů; 6 – fluviální písčité štěrky; karpatská předhlubeň, baden: 7 – šedé vápnité jíly; 8 – jemnozrná ryolitová vulkanoklastika; 9 – slepence a pískovce (klastika); karpát: 10 – kroměřížské souvrství; 11 – stryszawské souvrství – jíly; 12 – stryszawské souvrství – štěrky a písky (klastika); ždánická jednotka: 13 – ždánicko-hustopečské souvrství; 14 – menilitové souvrství; 15 – němčické souvrství; 16 – nerozlišený kulm; 17 – násun ždánické jednotky; 18 – dílčí násun; 19 – zlom; 20 – geologická lokalita (1 – Tučín; 2 – Hlásenec; 3 – vrty HV-1013 a 3MB8; 4 – Bezuchov; 5 – Oprostovice; 6 – vrt LB28; 7 – vrt HV-1011; 8 – pískovna Símře; 9 – Símře/Glocker; 10 – Gabrielka).

Fig. 1: Simplified geological map without eolian and colluvial cover, sheet 25-132 Lipník nad Bečvou. Quaternary: 1 – fluvial sand-loamy to gravel-loamy sediments; 2 – fluvial loam-sandy sediments (higher floodplain); 3 – travertines; 4 – fluvial sandy gravels; 5 – loamy gravels of alluvial fans; 6 – fluvial sandy gravels; Carpathian Foredeep, Badenian: 7 – grey calcareous clays; 8 – fine-grained rhyolite volcanoclastics; 9 – conglomerates and sandstones (clastics); Karpatian: 10 – Kroměříž Fm.; 11 – Stryzawa Fm. – clays; 12 – Stryzawa Fm. – sands and gravels (clastics); Ždánice Unit: 13 – Ždánice-Hustopeče Fm.; 14 – Menilite Fm.; 15 – Němčice Fm.; 16 – undivided Culmian; 17 – overthrust of the Ždánice Unit; 18 – second order overthrust; 19 – normal fault; 20 – geological locality (1 – Tučín; 2 – Hlásenec; 3 – boreholes HV-1013 and 3MB8; 4 – Bezuchov; 5 – Oprostovice; 6 – borehole LB28; 7 – borehole HV-1011; 8 – Símře sand pit, 9 – Símře/Glocker; 10 – Gabrielka).

et al. 1997). Značné plochy této mapy však byly shrnuty do nerozlišených eluvií, což odporuje současné metodice mapování. První dvě terénní sezóny nového mapování ukázaly na omezené možnosti mapování podle litologie, neboť pelity různých souvrství byly často makroskopicky nerozlišitelné. Extenzivní využití mikropaleontologie pomohlo zařadit sedimenty k jednotlivým souvrstvím a přineslo nové poznatky o geologické stavbě území.

Metodika

Geologické mapování se řídilo platnou metodikou ČGS pro geologické mapy 1 : 25 000 (Hanžl et al. 2009). Výsledná geologická mapa se opírá o terénní pozorování a analytická data z 867 dokumentačních bodů zaznamenaných v databázi dokumentace geologického mapování ČGS.

K interpretaci zlomové sítě byl využit digitální model reliéfu 4. generace (DMR 4G), který je založen na datech pořízených metodou leteckého laserového skenování (Lidar). Nasvícení modelu ze čtyř světových stran zvýraznilo významnější zlomy. Méně významné zlomy byly většinou doloženy detailním petrografickým mapováním a pomocí biostratigrafie. Bylo realizováno 24 mělkých vrtů s hloubkou 2 až 9 m šnekovým vrtáním soupravou Lumesa. Dále bylo vyhloubeno 126 ručních vrtů vyvrtaných edelmanovým vrtákem s dosahem do 1 m umožňujícím odběr vzorků vhodných pro mikropaleontologické vyhodnocení.

Vzorky jílu a písků pro mikropaleontologické studium byly dezintegrovány v roztoku jedlé sody a plaveny na sítích o velikosti ok 0,063 mm v mikropaleontologické laboratoři ČGS v Brně. Nanofosílie byly separovány dekantační metodou v laboratoři ČGS na Barrandově.

Pro studium průsvitné těžké frakce byly vzorky plaveny na sítích. V laboratořích ČGS Barrandov byly z velikostní frakce 0,06–0,25 mm separovány těžké minerály v ACTB ($C_2H_2Br_4$) o měrné hmotnosti 2,96 g.cm⁻³. Průsvitná těžká frakce byla určována a vyhodnocována v mineralogickém mikroskopu Amplival. Kvantitativní zhodnocení každého vzorku se opírá o 200 až 700 identifikovaných zrn. Výbrusy z pevných hornin byly zhotoveny v laboratořích ČGS a ve firmě DIATECH s. r. o. v Praze. Výbrusy byly studovány na mikroskopu Nikon

Eclipse ME600 a mikrofotografie pořízeny kamerou Nikon DS-Fi2.

Výsledky

Během geologického mapování bylo rozlišeno 33 litologických položek, které jsou zobrazeny ve finální mapě (Bubík et al. 2018a, b). Přehlednější znázornění geologické stavby území ukazuje mapa po odkrytí rozsáhlých eolických a koluviálních pokryvů (obr. 1). Rovněž nejsou rozlišeny kulmské formace Nížkého Jeseníku a Maleníku, které nejsou předmětem tohoto článku. Vzájemné vztahy, stratigrafie a mocnosti sedmnácti položek zjednodušené mapy jsou zřejmé z litostratigrafického schématu (obr. 2).

Karpatský flyš – ždánická jednotka

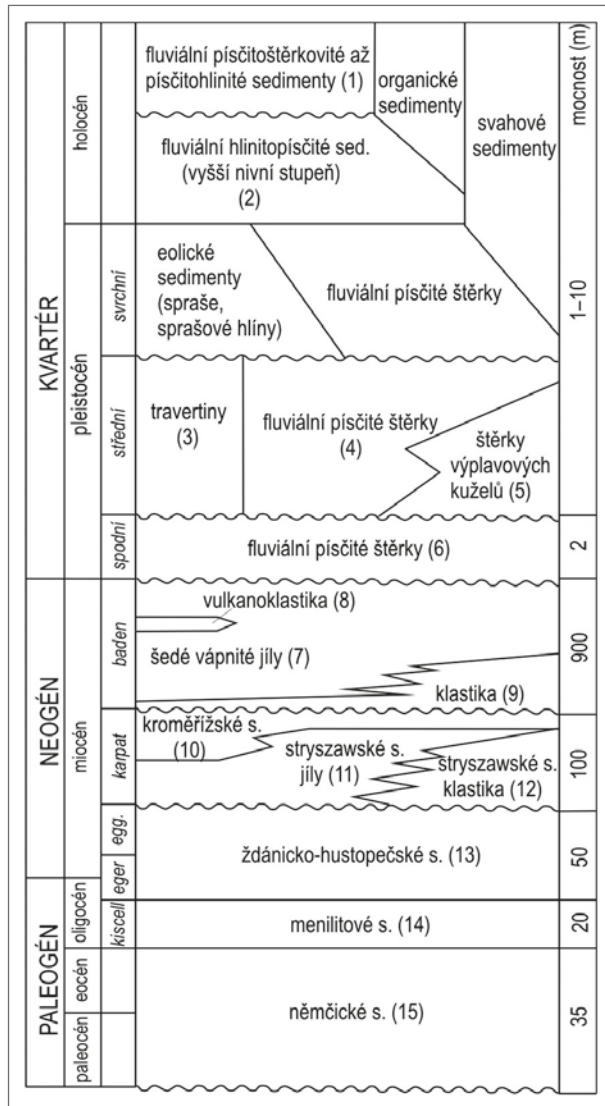
Sedimentární náplň příkrovových trosek ždánické jednotky je zastoupena němčickým, menilitovým a ždánicko-hustopečským souvrstvím.

Němčické souvrství

V němčickém souvrství zcela převažují nevápnité jíly šedých a zelenošedých odstínů. Vápnité jíly a světle šedé slíny se vyskytují podřízeně v rámci celého souvrství, ale zejména v nejvyšší části, kterou lze přiřadit k šesorským slínům. Ojedinele se vyskytly tmavošedé nevápnité jíly redukční facie (sensu Stráník et al. 1993) v Pavlovicích a šedočervené nevápnité jíly v. od Símře. Místy jíly obsahují vložky vápnitých prachů, pískovce však zjištěny nebyly. Mikropaleontologicky bylo doloženo stáří v rozsahu paleocén? až svrchní eocén. Z vúdčích mikrofosilií byly zjištěny aglutinované foraminifery *Trochamminopsis altiformis* (C. et R.), *Haplophragmoides mjatliuka* Masl., *Verneuilinula propinqua* (Br.) svědčící pro paleocén(?). Nanofosílie *Chiasmolithus* cf. *eograndis*, *Ch. minimus-titus*, *Ch. solitus*, *Ch. ex gr. nitidus* dokládají lutet. Foraminifery *Acarinina medizai* (T. et B.), *Reticulophragmium amplexans* (Grzyb.), *Ammodiscus latus* Grzyb dokládají barton a *Pseudohastigerina naguwichiensis* (Mjatl.), *Turborotalia ampliapertura* (Bolli), *Tenuitella gemma* (Jenk.) dokládají priabon.

Menilitové souvrství

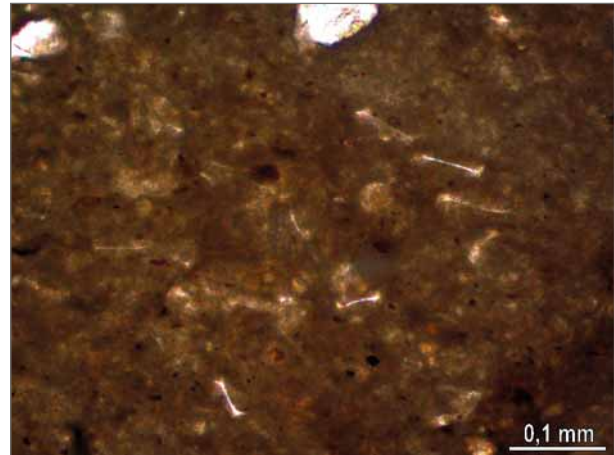
Menilitové souvrství je zastoupeno podrohovcovým, rohovcovým, dynowským a šitbořickým členem. Pro



Obr. 2: Litostratigrafické schéma paleogénu až neogénu karpatské předhlubně, ždánické jednotky a kvartérního pokryvu na území mapového listu Lipník nad Bečvou (čísla v závorkách představují čísla položek legendy viz obr. 1).

Fig. 2: Lithostratigraphic chart of Paleogene to Neogene formations of the Carpathian Foredeep, Ždánice Unit and Quaternary cover on the map sheet Lipník nad Bečvou (the numbers in brackets represent the item numbers of the legend, see Fig. 1).

podrohovcový člen na bázi souvrství jsou typické hnědošedé světle skvrnitě a laminované slíny a hnědožluté vápnité jíly s hojnou mikrofaunou (planktonické i bentonické foraminifery). Nadložní rohovcový člen charakterizují bělavě nebo šedě navětralé, za čerstva světle šedé až hnědé, páskované, laminované i masivní menilitové rohovce doprovázené hnědošedými nevápnitými jíly a jílovci, lístkovitě rozpadavými s ojedinělými kostmi a šupinami ryb. Výše leží dynowský člen s převahou světle hnědošedých až běžových slínovců, místy prokřemenělých, s pásy menilitových rohovců. Fossilní záznam reprezentuje masový výskyt nanofosilií *Reticulofenestra ornata*, doprovázený vzácnými exempláři *Reticulofenestra minuta* a *Pontosphaera pulcheroides*, ostrakody, makroskopickými zbytky ryb a horizonty se stopami *Pilichnus*. Ve výbrusu byly zjištěny hojné průřezy rekrystalovaných schránek



Obr. 3: Deformované centrické rozsvivky ve výbrusu prokřemenělého dynowského slínovce, Soběchleby, PPL.

Fig. 3: Deformed centric diatoms in thin section of the silicified Dynow Marlstone, Soběchleby, PPL.

rozsvivek (obr. 3), méně lasturky ostrakodů, ojediněle úlomky rybích kostí. V hornině jsou hojně vtroušeny velmi drobné krychlové krystaly pyritu.

Šitbořický člen charakterizuje šlírovité střídání šedě navětralých, za čerstva šedých, tmavošedých a šedo-hnědých laminovaných jílu, místy s laminami bělavého pelagického vápence a vápnitého prachu. Tyto sedimenty byly pozorovány v zářezu poldru (lokalita Oprostovice). K šitbořickému členu lze počítat také žlutohnědě navětralé dolomitické vápence až dolomity od Oprostovic a bělavé vápence zagorzského typu od Soběchleb, vyskytující se v úlomcích na polích. Fossilní obsah šitbořického členu je zastoupen bentickými i planktonickými foraminiferami, vápnitým nanoplanktonem s *Cyclicargolithus abisectus*, pyritovými jádry diatom *Odontella* sp. a izolovanými zbytky ryb.

Jihovýchodní cíp území mapového listu je součástí typové oblasti menilitového souvrství (Glockera 1844). Během geologického mapování se podařilo identifikovat jednu z jeho historických lokalit u Símře („Abhange eines Hügels worauf der L'Hotter-Hof steht ... an der Seite gegen



Obr. 4: Úlomky dynowského slínovce na poli u zaniklé osady Símře.

Fig. 4: Fragments of the Dynow Marlstone on the field near the abandoned settlement Símře.

Simrže“), která byla dosud nezvěstná (Bubík et al. 2016). Nachází se na j. okraji široké ronové rýhy v úbočí hřbetu jv. od dnes zaniklé osady Símře (GPS souřadnice: N 49° 27' 49.0" E 17° 39' 05.4"; obr. 4). Na povrchu pole se zde vyskytují hojné úlomky pevného, destičkovitě rozpadavého šedohnědého slínovce, laminovaného menilitového rohovce a střípky světle hnědošedého slínu s mikrofaunou foraminifer: *Globoturborotalita ouachitaensis* (H. et W.), *Globigerina officinalis* Subb., *Bolivina dilatata* Rss., *Cibicides lopianicus* (Mjatl.), *Cibicides amphisyliensis* (Andr.). Výchozy pozorovány nebyly, ačkoli se nejspíše nacházejí mělce pod povrchem. Úlomky hornin na povrchu patří pravděpodobně dynowskému a šitbořickému členu.

Ždánicko-hustopečské souvrství

Ždánicko-hustopečské souvrství je tvořeno převážně světle šedými a šedými vápnatými jíly, slíny, jílovci a prachovci a jen podřízeně šedými jemnozrnnými písčivci ždánického typu. Jemnozrnné pískovce jsou tvořeny převážně křemenem, dále pak slidami, živci a úlomky mikritových vápenců a rul. Ojedinele byl zaznamenán glaukonit. Pojivo má bazální charakter a je tvořeno karbonátovým tmelem. Pískovce se vyznačují, podobně jako východněji na listu Kelč (Otava et al. 2016), dominancí granátů v průsvitné těžké frakci. Z dalších minerálů je stabilně zastoupen rutil, apatit, zirkon, staurolit, turmalín, amfibol, epidot, kyanit a akcesoricky ještě sillimanit, chromspinel, titanit, glaukofan, brookit, anatas, alterit, sagenit a monazit.

Jíly obsahují foraminifery, radiolarie, jehlice hub, zuby ryb, rozsivky a vápnité nanofosílie. Planktonické foraminifery *Ciperoella* gr. *ciperoensis* (Bolli), *C. anguliofficialis* (Blow) a *Tenuitella angustiumbilitata* (Bolli) dokládají nižší eger. Asociace s hojnou *Cassigerinella chipolensis* (C. et. P.) lze řadit do svrchního egeru. Nejmladší asociace s *C. chipolensis* (C. et. P.), *Elphidium ortenburgerense* (Egger) a nanofosílií *Helicosphaera ampliapertura* patří k eggenburgu.

Během mapování se ukázalo, že šedočervené jíly karpátu a němčického souvrství jsou makroskopicky



Obr. 5: Pískovcové koule (vápnité konkrce) z písků kroměřížského souvrství pocházející ze zavezené pískovny v Bezuchově. Fig. 5: Sandstone balls (calcareous concretions) from the Kroměříž Formation, extracted from the Bezuchov sandpit.

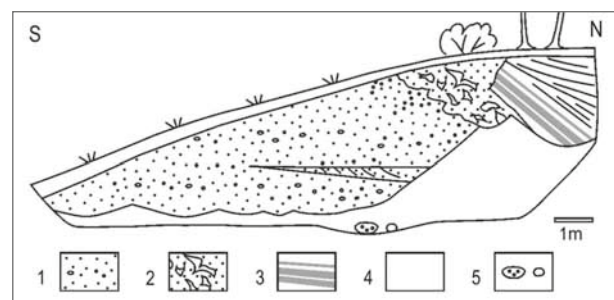
nerozlišitelné. V případě šedých jílu mohly být bez dalších indicií vzájemně zaměněny němčické souvrství, šitbořické vrstvy, hustopečské slíny a karpát. Extenzivní mikropaleontologické vyhodnocení pelitů umožnilo správně rozhodnout jejich litostratigrafickou příslušnost. Na základě těchto výsledků bylo revidováno rozšíření příkrovových trosků v okolí Lipníka nad Bečvou.

Karpatská předhlubeň

Miocenní sedimenty karpatské předhlubně pokrývají jednotky moravskoslezského paleozoika na většině plochy území vyjma okraje Nížkého Jeseníku v sz. cípu listu a vyzdvížené kry Maleníku, kde byly zčásti denudovány. Starší jv. zóna předhlubně je vyplněna sedimenty karpátu, které patrně nepřesahují mocnost 100 m. Mladší sz. zóna předhlubně obsahuje sedimenty badenského stáří.

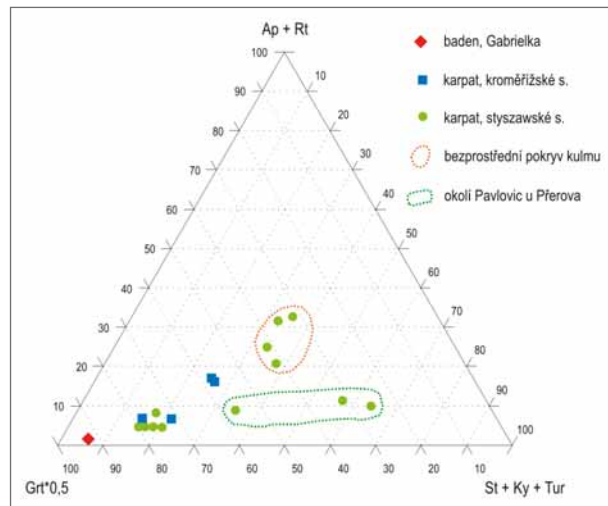
Sedimentace během karpátu byla na jv. okraji kry Maleníku dotována klastickým materiálem z karpatských příkrovů, jak dokládá složení valounového materiálu. Výsledkem jsou tělesa písků a štěrků s polohami pestrých vápnatých jílu, které označujeme jako kroměřížské souvrství (Benada, Kokolusová 1987). Písky a štěrky místy uzavírají diagenetické hlízovité konkrce vápnatého pískovce a slepence o průměru až 3 m (obr. 5). Četné konkrce vytěžené v dnes již aplanované pískovně u Bezuchova jsou rozmístěny na veřejných plochách obcí i volně v krajině. V současnosti je reprezentativní lokalitou kroměřížského souvrství pískovna u zaniklé osady Símře (obr. 6; viz také on-line databáze geologických lokalit ČGS https://mapy.geology.cz/geologicke_lokality). Lokalita již byla studována z hlediska detritických granátů (Francírek, Nehyba 2017). Vložky vápnatých jílu obsahují marinní foraminiferovou mikrofaunu karpátu s poměrně hojnými redepozicemi z karpatského flyše.

Severozápadní část kry Maleníku pokrývají sedimenty karpátu, které byly dotovány od SZ klastickými zdroji na Českém masivu. Litologicky je lze charakterizovat jako vápnaté písky, štěrky, jíly a sily. Tyto sedimenty



Obr. 6: Kroměřížské souvrství (karpát) odkryté v pískovně Símře: 1 – středno- až hrubozrnné písky a písčité štěrky s erozním korytem; 2 – jemnozrnný vápnatý písek se závalky jílovitých prachů; 3 – šedočervené a světle šedé vápnaté jíly; 4 – svahoviny a suť; 5 – uvolněné vápnaté konkrce.

Fig. 6: The Kroměříž Formation (Karpatsian) excavated at the Símře sandpit: 1 – medium to coarse-grained sand and sandy gravel with erosional channel; 2 – fine-grained calcareous sand with intraclasts of clayey silt; 3 – grey-red and light grey calcareous clay; 4 – loam and debris; 5 – free calcareous concretions (sandstone balls).



Obr. 7: Složení asociací průsvitných těžkých minerálů v sedimentech miocénu jižně od Lipníka nad Bečvou: Ap + Rt – součet obsahů apatitu a rutilu; St + Ky + Tur – součet obsahů staurolitu, kyanitu a turmalínu; Grt*0,5 – obsahy granátů dělené dvěma. Fig. 7: Composition of assemblages of translucent heavy minerals in Miocene sediments south of Lipník nad Bečvou: Ap + Rt – sum of apatite and rutile content; St + Ky + Tur – sum of staurolite, kyanite and tourmaline content; Grt*0,5 – garnet content divided by two.

řadíme k stryszawskému souvrství (Ślaczka 1977). Vápnité jíly obsahují foraminiferovou mikrofaunu charakteristickou masovým výskytem planktonické foraminifery *Cassigerinella chipolensis* (C. et P.), místy doprovázené druhem *Ciperoella anguliofficialis* (Blow). Stryszawské a kroměřížské souvrství se složitě laterálně zastupují, ale obecně je kroměřížské souvrství mladší.

Diagnostickým kritériem pro rozlišení obou souvrství během geologického mapování byla provenience

valounů ve štěrčích, popřípadě charakter asociací průsvitných těžkých minerálů v píscích. Štěrky stryszawského souvrství obsahují klasty kulmských drob a břidlic. Štěrky kroměřížského souvrství obsahují klasty pocházející z Karpat, jako různé typy flyšových pískovců a ojediněle červený rohovec (radiolarit?). Z praktického hlediska byla při geologickém mapování kritériem především absence valounů z kulmu (droby, břidlice).

Určit provenienci písků je možné na základě charakteru asociací průsvitných těžkých minerálů. Písky stryszawského souvrství z v. okolí Pavlovic u Přerova mají obsahy granátů v některých případech pod 50 % ve prospěch vyššího zastoupení typomorfních minerálů rudických vrstev (obr. 7, tab. 1). V sestupném pořadí četnosti jsou to staurolit, kyanit, rutil, turmalín, sillimanit a andalusit. Tyto minerály tvoří u některých vzorků více než 40 mod. %. Rudické vrstvy křídového stáří a jejich asociaci těžkých minerálů charakterizoval Krystek (1959). Ve východní části listu je vedle granátů nejvíce zastoupen rutil (místy až 15 mod. %). Kroměřížské souvrství postrádá enormně zvýšené obsahy typomorfních minerálů rudických vrstev (rutilu, kyanitu, staurolitu a turmalínu) a obsahy granátů se pohybují mezi 80 a 90 mod. % (obr. 7, tab. 1). To platí i pro oblast hlavního rozšíření kroměřížského souvrství j. od studovaného území.

Bázi sedimentární výplně badenské části předhlubně tvoří vápnité pískovce až slepence. Byly zastíženy hlubokými vrty, např. NP-767 Prosenice mimo území listu, kde dosahují mocnosti 94 m. Ve výchozech byly ojediněle pozorovány v. od Týna nad Bečvou (lokalita pod lesní cestou Gabrielka). V r. 2007 byly rovněž odkryty na horní etáži velkolomu Podhůra. Litologicky se jedná o velmi hrubozrnný písek až pískovec nebo drobnozrnný štěrk až slepenec s valouny kulmských drob a břidlic, vápenců

Tab. 1: Průsvitné těžké minerály miocenních písků z listu Lipník nad Bečvou (%). ST – stryszawské souvrství, KR – kroměřížské souvrství, BK – klastické sedimenty badenu.

Tab. 1: Translucent heavy minerals of Miocene sands from the map sheet Lipník nad Bečvou (%). ST – Stryszawa Fm., KR – Kroměříž Fm., BK – Badenian clastics.

jednotka	lokality, číslo dokumentačního bodu v databázi ČGS	granát	zirkon idiomor.	zirkon oválný	apatit	rutil	turmalín	epidot	staurolit	kyanit	amfíbol	titanit	ostatní	počet zrn
ST	Podolí, LB010	85	0	0	2	2	2	1	5	2	0	0	1	644
ST	Pavlovice, LO064	84	0	1	1	4	2	3	3	1	1	0	1	725
ST	Pavlovice, LO065	49	3	1	1	8	4	0	17	14	0	0	3	510
ST	Pavlovice, LO020	75	1	0	0	6	1	0	12	4	0	0	0	416
ST	Šišma, LB050B	90	0	0	1	2	2	0	2	2	0	0	1	681
ST	Šišma, LB050A	88	0	0	1	2	1	2	6	0	0	0	0	254
ST	Soběchleby, lom	58	5	10	0	14	8	0	2	3	0	0	1	400
ST	Podhůra, LO056	64	0	7	5	14	5	0	1	0	3	0	1	516
ST	Dolní Nětčice, MB048	62	1	1	20	12	2	0	0	0	0	0	0	681
ST	Dolní Nětčice, MB050	62	3	4	17	11	2	0	0	0	0	0	0	577
ST	Přísahanec, LP120	37	8	4	0	7	7	1	19	13	1	0	3	476
KR	Žákovice, LB056	77	1	0	7	4	2	1	5	0	2	0	1	714
KR	Bezuchov, LO001	79	0	0	9	2	3	0	4	1	0	0	1	467
KR	Simře báze pískovny, LB084	83	0	0	3	2	1	1	7	1	1	0	2	824
KR	Simře vrch pískovny, LB084	89	0	0	2	2	1	0	3	1	0	0	1	639
BK	Helfštýn, Gabrielka, LG012	96	0	0	1	0	0	0	2	0	1	0	1	355

a křemene. Pískovce a slepence jsou zrnitostně špatně vytríděné, opracovanost klastické složky je dobrá až velmi dobrá. Ve slepenci výrazně dominuje zastoupení horninových úlomků nad zastoupením minerálních klastů (85 : 15). Jsou zastoupeny (v sestupném pořadí) úlomky karbonátů, granitoidy, svory s granátem, kvarcity, fylity, kyselými vulkanity, vápnatými prachovci a pískovci. V asociaci průsvitných těžkých minerálů dominuje velmi výrazně granát (96 mod. %) nad staurolitem (necelá 2 mod. %). Akcesoricky se vyskytuje kyanit, chromspinel, apatit, sagenit a turmalín (obr. 7, tab. 1).

Většinu mocnosti výplně badenské části předhlubně tvoří vápnaté jíly s složkami písků. Foraminiferová mikrofauna ukazuje na značné hloubky sedimentace v centrální části pánve. Ze stratigraficky významných druhů lze uvést planktonické foraminifery *Orbulina suturalis* Brönn. a *Praeorbulina glomerata circularis* (Blow). Vápнатé jíly badenu byly ojediněle zjištěny na kře Maleníku. V sedle bezprostředně jv. od hradu Helfštýn byly navrtány mapovacím vrtem LB28 pod 8,4 m mocnou sprašovou hlínou. To je výškově zhruba 100 m nad povrchem badenské výplně v Moravské bráně.

Důležitým nálezem byla ryolitová vulkanoklastika v nárazovém břehu potoka Hlásenec v. od Lipníka nad Bečvou. Neúplnou mocnost vulkanoklastik lze odhadnout na více než 8 m. Kontakt s podložím ani nadložím nebyl v zářezu pozorován. Dá se předpokládat, že jde o horizont uvnitř vápnatých jílu badenu (doložen dalšími vrty v okolí). Ve výchozu převažuje světle zelenošedý jemnozrný, místy páskovaný ryolitový tuf. Na mikroskopickém složení se podílejí převážně ostrohranné střípky vulkanického skla, hojně jsou i úlomky krystalů živců a křemene a jílové minerály v základní hmotě. Střípky skla představují drt pemzy a nejeví známky spečení. Chemickým složením tuf odpovídá ryolitu (Bubík et al. 2018a). Podřízeně byla ve výchozu pozorována pevná, střepovitě rozpadavá vulkanoklastika (tufty?). Ryolitová vulkanoklastika byla pravděpodobně zjištěna již dříve v nedalekých vrtech HV-1013, HV-1011 a 3MB8 v mocnosti přesahující 4 m.

Tektonika flyše a karpatské předhlubně

V sedimentech karpatské předhlubně a ždánické jednotky nebyla provedena analýza strukturních prvků vzhledem k naprostému nedostatku měřitelných výchozů (zhruba 10 měření vrstevnatosti). Z vyhodnocení DMR jsou dobře patrné zejména morfologické projevy okrajových zlomů v prostoru Moravské brány. Z DMR byly místy patrné rovněž projevy radiálních zlomů orientace SZ–JV. Obecně však zlomová stavba v tzv. karpatské části předhlubně a na ní ležících troskách ždánického příkrovu vyplynuly z detailního mapování. V troskách ždánické jednotky byly zaznamenány brachyantiklinální uzávěry v okolí Soběchleb, dokládající vrásou stavbu. Trosky jsou porušeny nepochybně i četnými dílčími násunými, které je však obtížné doložit při absenci větších výchozů. Podél dílčích násunů jsou do příkrovových troskách z podloží vytaženy šupiny karpatských sedimentů, jako např. u Pavlovic.

Na kře Maleníku v okolí Týna nad Bečvou byly zjištěny zajímavé doklady výzdvihu některých ker paleozoického fundamentu. Pod lesní cestou Gabrielka byly pozorovány výchozy slepenců spodního badenu, které jsou jinak v prostoru Moravské brány pohřbeny až 800 m mocnými vápnatými jíly („tégly“). Dalším příkladem badenských sedimentů ve velké relativní výšce jsou tégly ve vrtu LB28 na Helfštýně (viz výše).

Za zmínku stojí rovněž výskyt strmého uložení horizontu ryolitových vulkanoklastik v zářezu potoka Hlásenec. Na dobře zřetelné laminaci byl naměřen úklon 78° k SZ. Na malém výchozu však nelze rozhodnout, zda tento úklon je způsoben zvrásněním vrstev nebo je to důsledek nějaké gravitační deformace.

Kvartérní pokryv

Kvartérní pokryv na území mapového listu tvoří především sedimenty fluvialní, eolické a svahové. Plošně sice převažují, ale jen výjimečně dosahují mocnosti 15 m s výjimkou sesuvů, jejichž smykové plochy v badenských sedimentech bývají založeny hlouběji.

Za nejdůležitější, z pohledu dešifrování geologického vývoje a časového zařazení procesů, jsou sedimenty fluvialní. Jejich nejstarší akumulace, které byly původně součástí významnějších pokryvů, se nacházejí v několika skromných zbytcích na nevelkých plošinách tvořících vrcholy kopců ssv. od Tučina a sv. od osady Kudlov mezi obcemi Sušice a Hlinsko. Svoji pozici v relativní výšce 60 m nad dnešním korytem řeky Bečvy naznačují, že by mohly pocházet z nejmladší části spodního pleistocénu. Zbytek fluvialních sedimentů nad tratí u železniční zastávky Osek nad Bečvou, mocný přibližně 8 m, svědčí o významném zahloubení Bečvy až na výškovou úroveň cca 20 m nad dnešním korytem. Svoji pozici odpovídá lukovské terase, kterou Macoun et al. (1966) řadí do nejstarší části středního pleistocénu. Další, již i morfologicky zřejmé terasové akumulace, lemují souvisle dnešní koryto Bečvy. Nejstarší z nich bývá označována jako radslaviczká (Tyráček 1957). Je vyvinuta na obou březích řeky; na levém břehu od obce Sušice přes Radslavice až dále k Přerovu a na pravém břehu je situace komplikována značným překrytím spraší prakticky na celém povrchu. Báze terasy se nachází v úrovni široké nivy a povrch až kolem 10 m nad ní. Stratigraficky je řazena do mladší části středního pleistocénu. Sedimenty vyplňující prostor mezi nivou a erozním zářezem údolního dna jsou tvořeny dvěma akumulacemi. Objemově mohutnější štěrková akumulace začala ve svrchním pleistocénu vyplňovat prostor údolního dna a pokračovala až do holocénu. Tato hranice se patrně nachází v blízkosti úrovně odpovídající dnešní hladině podzemní vody, kde byly zjištěny jemnozrnější sedimenty bohaté organickou hmotou, která byla podrobena palynologickému výzkumu (Vít et al. 2019). Holocenní štěrková sedimentace postupně zjemňovala přes písčitou do tzv. nivních hlín. Během atlantiku došlo k opětovné erozi, která sice plošně nedosáhla eroze svrchnopleistocenní, ale hloubkově se jí přiblížila na 1–2 m. Následná štěrková akumulace s hojností subfosilních kmenů, především dubů, opět přešla do sedimentace s převahou



Obr. 8: Sladkovodní vápence (travertiny) v bývalém lomu v Tučíně s vývěrem termální minerální vody.

Fig. 8: Freshwater limestone (travertine) in abandoned quarry in Tučín with spring of thermal mineral water.

nivních hlín, tentokrát již ale v mocnosti, která nepřesahuje 2 m. Tato akumulace bývá označována jako nižší nivní stupeň a dnešní koryto Bečvy, s hloubkou do 4 m, je zahloubeno do jejího povrchu. Na rozdíl od povrchu vyššího nivního stupně, který bývá zaplavován jen v případě extrémních povodní, je její povrch zaplavován častěji.

Specifickými akumulacemi jsou hlinité štěrky na rozvodních hřbetech mezi malými toky, které přitékají z Nížkého Jeseníku. Štěrky pokrývají v širším výškovém rozsahu hřbet „Horecko“ v nadmořské výšce 290 m a další se vyskytují ve vyšších částech rozvodních hřbetů nebo na jejich svazích sz. od Lipníku nad Bečvou až do nadmořských výšek cca 265 m n. m. Jde o relikt mohutných propojených výplavových kuželů na úpatí Nížkého Jeseníku, které mohly vzniknout jako reakce na tektonickou fázi, kterou Zeman (1967) označuje jako drahanskou a zařadil ji časově na samý konec spodního pleistocénu nebo začátek pleistocénu středního. Vzhledem k značné náchylnosti podložních jílu k sesouvání, a tím destrukci nadložního pokryvu, je mladší časové zařazení pravděpodobnější.

Produkty eolického transportu a akumulace reprezentované především sprašovými hlínami pokrývají značné plochy povrchu. V okolí Lipníka nad Bečvou v nich nejsou významné odkryvy. Paleontologické ani archeologické nálezy podobné těm v nedalekém Předmostí u Přerova nejsou známy.

Svahové sedimenty jsou zastoupeny hrubozrnnějšími typy charakteru hlinitokamenitých a kamenitohlinitých uloženin, které se vyskytují především u Veselíčka a okolí kry Maleníku a jsou tedy vázané na morfologicky členitější reliéf vyvinutý na kulmských horninách. Píščitohlinité až hlinitopíščité svahové sedimenty mají vazbu především na oblasti tvořené spraší a sprašovou hlínou, sedimenty neogénu nebo eluvii hornin karpatského flyše. Nejmocnější svahoviny vznikly v souvislosti se sesuvy s hlouběji založenými smykovými plochami. Stáří sesuvů

z. od Týna nad Bečvou bylo již dříve ověřeno radiometrickým datováním organického materiálu pocházejícího z bazálních částí týlních depresí a nepřesahuje cca 45 tis. let (Krejčí et al. 2008).

Významnou kvartérní pozoruhodností listu Lipník nad Bečvou jsou sladkovodní vápence (travertiny) vysrážené z termálního minerálního pramene u Tučina (obr. 8; viz také databáze geologických lokalit ČGS https://mapy.geology.cz/geologicke_lokality). Tvoří elevaci (kupu), ve které byly v minulosti založeny i lomy na těžbu dekorativního kamene. Hlavní masa travertinu vznikla patrně během výrazného interglaciálu ve střední části středního pleistocénu (Kheil 1965). Podle Ložka a Tyráčka (1958) mohla sedimentace probíhat ještě ve svrchním pleistocénu.

Závěry

Podrobné geologické mapování 1 : 25 000 přineslo následující geologické poznatky o území mapového listu Lipník nad Bečvou:

1) Aplikace mikropaleontologie dovolila výrazně upřesnit rozšíření tektonických trosek ždánické jednotky v okolí Pavlovic u Přerova, Žákovic a Bezuchova.

2) Byla identifikována jedna z historických lokalit menilitového souvrství Glockera (1844) v rámci typové oblasti souvrství. Je to stráž s výskytem úlomků hornin dynovského a šitbořického členu jv. od zaniklé osady Símře.

3) Sedimenty karpátu byly rozčleněny do stryszawského a kroměřížského souvrství na základě přítomnosti valounů z kulmu (stryszawské s.) nebo jejich absence (kroměřížské s.). U písků byly rozlišovacími kritériem asociace těžkých minerálů typomorfních pro rudické vrstvy (stryszawské s.) nebo s vysokou převahou granátu (kroměřížské s.).

4) U Lipníka nad Bečvou byl objeven výchoz ryolitových vulkanoklastik badenu.

5) Navzdory špatné odkrytosti a totálnímu nedostatku strukturních měření byla na základě morfostrukturní analýzy digitálního modelu reliéfu (DMR G4) a podrobného mapování s podporou mikropaleontologie odhalena zlomová síť a vrásovo-násunová stavba uvnitř příkrovových trosek ždánické jednotky.

6) Fluviální terasový systém dokládá zahloubení hlavního toku minimálně 60 m a tím i výraznější rozčlenění reliéfu v době od nejmladšího spodního pleistocénu do recentu. Hranice mezi svrchnopleistocénní a holocénní fluviální sedimentací byla zastižena přibližně ve výšce běžné hladiny dnešního toku řeky Bečvy.

Poděkování

Geologické mapování bylo financováno interním projektem České geologické služby č. 321186. Autoři děkují recenzentům a editorovi za cenné připomínky a diskusi, které zvýšily čitelnost a přehlednost článku.

Literatura

- Benada, S., Kokolusová, A. (1987). Nové poznatky o geologické pozici hrubých klastik karpát ve střední části karpatské předhlubně na Moravě. – *Zemní plyn a nafta*, 32, 1, 1–15.
- Bubík, M., Franců, J., Gilíková, H., Otava, J., Švábenická, L. (2016). Upper Cretaceous to Lower Miocene of the Subsilesian Unit (Western Carpathians, Czech Republic): stratotypes of formations revised. – *Geologica Carpathica*, 67, 3, 239–256. <https://doi.org/10.1515/geoca-2016-0016>
- Bubík, M., Břízová, E., Buriánek, D., Gilíková, H., Havíř, J., Janderková, J., Kašperáková, D., Knésel, I., Kolejka, V., Konečný, F., Krejčí, O., Kryštofová, E., Otava, J., Pecina, V., Pořádek, P., Sedláček, J., Sedláčková, I., Švábenická, L., Skácelová, Z., Tomanová Petrová, P., Večeřa, J., Vít, J. (2018a). Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR list Lipník nad Bečvou 25-132. – MS [archivní zpráva], Česká geologická služba. Praha.
- Bubík, M., Gilíková, H., Otava, J., Tomanová Petrová, P., Vít, J. (2018b). Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 25-132 Lipník nad Bečvou. – Česká geologická služba. Praha.
- Databáze významných geologických lokalit [databáze online]. Praha, Česká geologická služba, 1998 [citováno 2019-10-08]. Dostupné z URL <http://lokality.geology.cz>.
- Francírek, M., Nehyba, S. (2017). Nové poznatky k provenienci sedimentů kroměřížského souvrství. – *Zprávy o geologických výzkumech*, 50, 45–49.
- Glocker, E. F. (1844). Die Menilitformation in Mähren. In: Langer L. & Schrötter A. (Eds.): Amtlicher Bericht über die einundzwanzigste Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte in Gratz im September 1843, 139–141, Andreas Leykam'schen Erben. Gratz.
- Hanzl, P., Čech, S., Doležalová, Š., Dušek, K., Gürtlerová, P., Krejčí, Z., Kycl, P., Man, O., Mašek, D., Mixa, P., Moravcová, O., Pertoldová, J., Petáková, Z., Petrová, A., Rambousek, P., Skácelová, Z., Štěpánek, P., Večeřa, J., Žáček, V. (2009). Směrnice pro sestavení Základní geologické mapy České republiky 1 : 25 000. – 45 s. Česká geologická služba. Praha.
- Havíř, J. (2018). Neogenní zpětná rotace vrásovo-násunové stavby ve spodním karbonu kry Maleníku – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1–2, 86–91.
- Hufová, E. (1974). Radslavice NP 767. Závěrečná zpráva vrtu. Surovina-voda. Etapa-první. – MS, Česká geologická služba. 177 str.
- Kheil, J. (1965). Pleistocénní ostrakodi z travertinů v Tučíně u Přerova. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 40, 409–417.
- Krejčí, O., Baroň, I., Hubatka, F., Kašperáková, D., Nývlt, D. (2008). Tectonic of slopes with large block landslides on the NE margin of the Bohemian Massif. In: Jaboyedoff, M.: Slope Tectonics 2008, Lausanne, February 15–16, 2008. – Université de Lausanne, Institut de géomatique et d'analyse risque. Lausanne.
- Krystek, I. (1959). Příspěvek k poznání genese a stáří rudických vrstev. – *Kras v Československu*, 12, 22–23.
- Ložek, V., Tyráček, J. (1958). Stratigrafický výzkum travertinu v Tučíně u Přerova. – *Anthropozoikum*, 7, 261–286.
- Macoun, J., Růžička, M., Chlupáč, I. et. al. (1966). Vysvětlivky k listu mapy 1 : 50 000, M-33-95-D Přerov. – MS, archivní zpráva. Ústřední ústav geologický. Praha.
- Otava, J., Bábek, O., Bubík, M., Buriánek, D., Čurda, J., Franců, J., Fůrychová, P., Geršl, M., Gilíková, H., Godány, J., Havíř, J., Havlín Nováková, D., Krejčí, O., Krejčí, V., Lehotský, T., Maštera, L., Novotný, R., Poul, I., Sedláčková, I., Skácelová, D., Skácelová, Z., Stráník, Z., Švábenická, L., Tomanová Petrová, P. (2016). Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 25-141 Kelč. Geologická mapa 1 : 25 000 s textovými vysvětlivkami. Česká geologická služba. Praha. 116 s.
- Pálenský, P., Dvořák, J., Maštera, L., Svatuška, M., Tyráček, J. (1997). Geologická mapa ČR, List 25-13 Přerov. – Český geologický ústav, Praha.
- Ślaczka, A. (1977). Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG-1. – *Kwartalnik Geologiczny*, 21, 405–406.
- Stráník, Z., Menčík, E., Eliáš, M., Adámek, J. (1993). Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds), Sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. dr. K. Zapletala, 107–122, Moravské zemské muzeum a Masarykova univerzita.
- Tyráček, J. (1957). Zpráva o výzkumu a mapování čtvrtohorních pokrývných útvarů na Ostravsku za rok 1955, jihozápadní část Moravské brány mezi Lýskami a Lipníkem n. Bečvou na topograf. sekcích 4259/1 a 4159/3. – *Anthropozoikum*, 6, 166–172.
- Vít, J., Břízová, E., Kolář, T., Rybniček, M. (2019). Organické uloženiny fluvialní výplně údolního dna řeky Bečvy u Oseku nad Bečvou a jejich vztah k vývoji sedimentace. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 12, 66–72.
- Zeman, A. (1967). Kvartérní neotektonické fáze ve východní části Vyškovského úvalu. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 42, 105–110.

Záznam post-paleozoického geologického vývoje uchovaný v reliktech miocénu v Brně-Líšeň

Post-Palaeozoic geological history saved in sedimentary record of Miocene remnants in Brno-Líšeň

Miroslav Bubík¹✉, Jiří Otava¹, Šárka Hladilová²

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno

² Katedra biologie PdF UP, Purkrabská 2, 771 40 Olomouc

Key words:

Carpathian Foredeep, Miocene, Cretaceous, Quaternary, heavy minerals, biostratigraphy, Foraminifera, Mollusca

✉ miroslav.bubik@geology.cz

Editor:

Pavla Tomanová Petrová

Abstract

Recent operation in the Kalcit Quarry near Brno-Líšeň exposed contact of Devonian limestones with overlying Miocene sediments. Calcareous silts with chert debris and non-calcareous clays filling the clefs in the limestone are Middle Miocene in age (Lower Badenian). They contained association of translucent heavy minerals derived from Drahaný Culmian formations and the Brno Massif. Fossil content comprised conodonts and foraminifers weathered off the Lower Carboniferous limestones, brackish gastropods reworked from the Rzehakia Beds (Ottangian) and foraminifers reworked from Karpatian and Lower Badenian clays. Overlying grey gravelly sand contained varied association of heavy minerals reworked from post-Jurassic products of tropical weathering and block of Paleogene silcrete. Finally, the Lower Badenian Brno Sands capping the section contained rich pseudoassociation of foraminifers reworked from the Karpatian and Badenian sediments nearby as well as Upper Cretaceous and Paleogene foraminifers from more distant edge of the Carpathian Flysch Belt.

Úvod

Historie Hudcova lomu na sv. okraji Brna sahá do první poloviny 20. století, kdy zde stála vápenka. Těžba vysokoprocentního vápence tu byla obnovena po roce 2000 firmou KALCIT s.r.o. a lom je nově označován jako „Lom Kalcit“. Kontakt miocenních sedimentů s podložními vápenci byl nověji prozkoumán během geologického mapování 1 : 25 000 (viz webová aplikace „Geologické lokality“ České geologické služby; https://mapy.geology.cz/geologicke_lokality/). Tomanová Petrová et al. (2011) na lokalitě provedli mikropaleontologické a sedimentologické vyhodnocení brněnských písků. Mikuláš (2004) provedl ichnologické vyhodnocení miocenní bioeroze povrchu vápenců.

Během návštěvy v roce 2015 byly v lomu pozorovány mezi nerovným povrchem devonských mokerských vápenců macošského souvrství a typickými brněnskými písky světle šedé jily, prachy, diamiktity a šterkovité písky nejisté stratigrafické příslušnosti. K objasnění provenience těchto sedimentů byly odebrány vzorky pro kvantitativní analýzu asociací průsvitných těžkých minerálů. Pro určení geneze a stratigrafické zařazení byly odebrány mikropaleontologické vzorky.

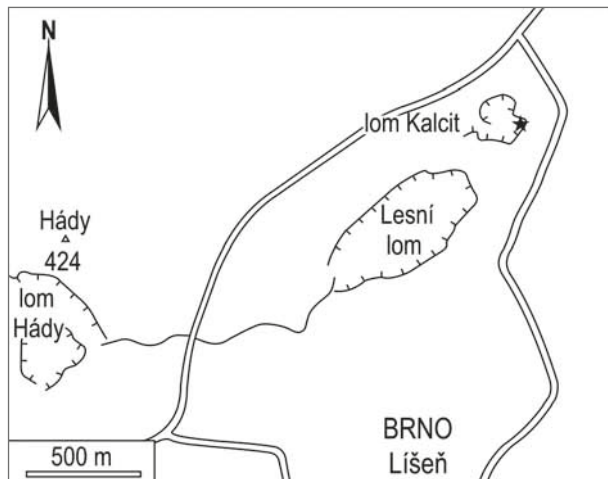
Metodika

Studovaný profil se nachází ve v. stěně lomu podél svážné cesty (obr. 1, GPS souřadnice: N 49°13'35,1" E 16°42'04,7"). Vzorky na těžké minerály

Doporučená citace článku:

Bubík, M., Otava, J., Hladilová, Š. (2019). Záznam post-paleozoického geologického vývoje uchovaný v reliktech miocénu v Brně-Líšeň. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 16–23.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-16>



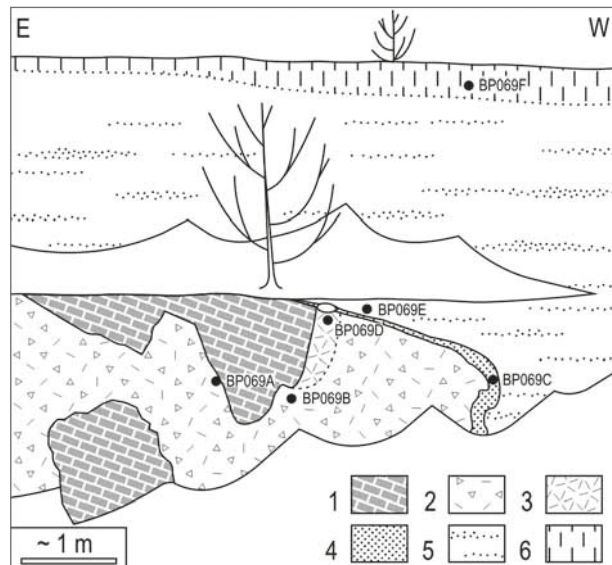
Obr. 1: Situační mapka studovaného profilu v lomu Kalcit. Profil je označen hvězdičkou.

Fig. 1: Position map of the studied section in the Kalcit Quarry. Section indicated by asterisk.

a mikropaleontologii byly odebrány z různých typů sedimentů vyplňujících deprese zkrasovělého vápencového povrchu a z brněnských písků (obr. 2 a 3). Pro srovnání asociací těžkých minerálů byla odebrána rovněž nadložní sprašová hlína. Během několika příležitostných návštěv lokality byla ve světle šedých slínech nalezena nehojná makrofauna plžů.

Pro studium průsvitných těžkých minerálů byla použita velikostní frakce 0,063–0,25 mm získaná plavením na sítích. Těžké minerály byly separovány v tetrabromethanu ($C_2H_2Br_4$) o měrné hmotnosti $2,96\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ v laboratořích ČGS Barrandov. Průsvitná těžká frakce byla pozorována v mineralogickém mikroskopu Amplival. Počet určovaných zrn v preparátu se většinou pohyboval mezi 150 a 400. Výsledky v koláčových diagramech, grafech a tabulce jsou vyjádřeny v modálních procentech minerálních zrn, bez ohledu na jejich velikost a váhu.

Mikrofauna byla získána plavením na sítu 0,063 mm a separována z reziduí ručně pod binokulárním



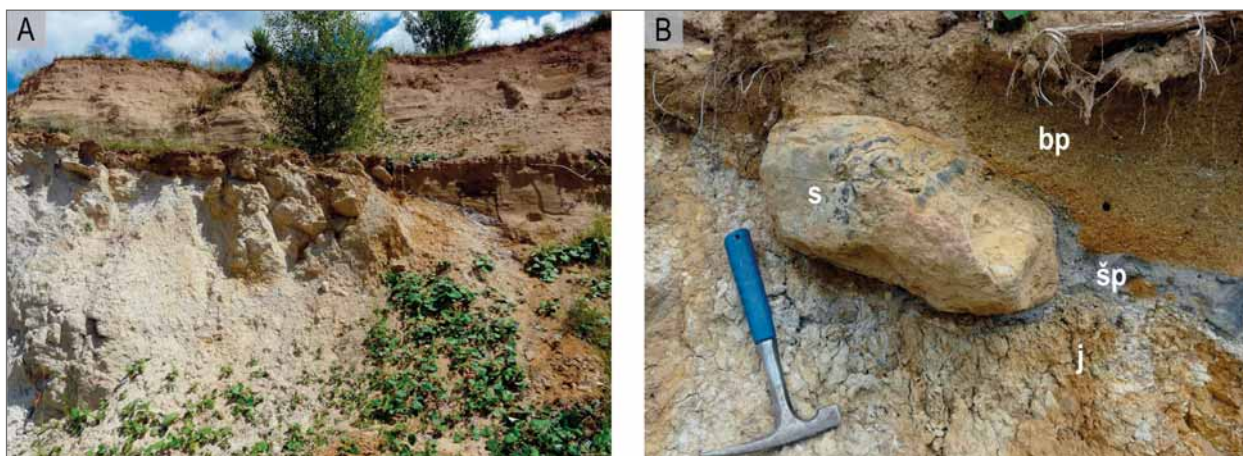
Obr. 2: Skica horní části v. stěny lomu s vyznačením odběrů vzorků. Litologie: 1 – šedý vápenc (devon); 2 – světle šedý vápnitý prach s úlomky černošedého rohovce; 3 – žlutošedý nevápnitý jíl; 4 – šedý šterkovitý písek; 5 – hnědožlutý hrubozrnný písek (brněnský písek); 6 – sprašová hlína.

Fig. 2: Sketch of the edge of quarry wall with indicated sample position. Lithology: 1 – grey limestone (Devonian); 2 – light-grey silt with debris of black-grey chert; 3 – yellow-grey non-calcareous clay; 4 – grey gravelly sand; 5 – brownish yellow coarse-grained sand; 6 – loess loam.

mikroskopem. Mikropaleontologická hmotná dokumentace je uložena na ČGS v Brně a je označena číslem dokumentačního bodu BP069 mapového listu 24-413.

Litologie

Profil v j. stěně lomu Kalcit začíná šedými mokerými vápenci nejvyššího cyklu macošského souvrství frasněského stáří Gilíková, Hladil (eds) et al. (2010). Tyto vápence mají povrch porušený hlubokými průrvami, které pravděpodobně vznikly předmiocenním krasověním podél puklin a zčásti i abrazí miocenního moře.



Obr. 3. Horní části v. stěny lomu Kalcit. A – studovaný profil (viz obr. 2) zakončený sprašovou hlínou v nejvyšší části; B – detail slunáku (s) v poloze šedého šterkovitého písku (šp), v podloží nevápnitý jíl (j), v nadloží brněnské písky (bp). Autor M. Bubík.

Fig. 3. Upper part of the eastern wall of the Kalcit Quarry. A – studied section (compare Fig. 2) topped by loess loam. B – detail of silcrete block (s) enclosed in grey gravelly sand (šp) underlain by non-calcareous clay (j) and overlaid by coarse-grained sand (bp). Author M. Bubík.

Tab. 1: Složení průsvitné těžké minerální frakce sedimentů (%) studovaného profilu v lomu Kalcit (BP069B–F) a vybraných lokalitách v okolí (BU007 a BU032).

Tab. 1: Composition of translucent heavy-mineral associations from sediments (%) of studied section in the Kalcit quarry (BP069B–F) and selected sites nearby (BU007 a BU032).

vzorek	granát	zirkon idiomorfni	zirkon zaoblený	apatit	rutil	turmalín	skupina epidotu	staurolit	alterity	skupina amfibolu	titanit	kyanit	ostatní	počet zrn
BP069F	71,6	0,8	0,3	1,0	0,8	0,5	6,0	2,5	1,7	11,7	1,5	1,0	0,6	402
BP069E	73,9	0,6	0,6	4,5	0,0	0,6	7,6	4,5	1,3	4,5	0,0	0,6	1,3	157
BP069C	14,0	3,7	12,8	0,2	10,6	5,4	1,2	20,0	0,7	2,2	0,5	20,0	8,7	406
BP069B	45,8	3,4	15,3	13,6	6,7	0,0	10,2	0,0	0,0	3,4	0,0	0,0	1,6	59
BU007	88,9	0,0	0,2	1,4	0,4	1,0	0,6	1,8	0,0	3,5	0,0	0,8	1,5	511
BU032	75,1	0,0	0,0	9,8	1,8	1,3	1,3	5,7	0,3	1,5	0,5	1,3	1,4	386

Morfologie depresí není ve stěně lomu dobře patrná, ale zdá se, že zasahují do hloubky několika metrů do vápencového masivu. Největší objem výplně tvoří diamiktity (obr. 2). Jsou to masivní světle šedé vápnité prachy s proměnlivým podílem 2 až 70 mm velkých angulárních úlomků černošedého rohovce, místy přecházející až do prachovitých šterků. Rohovce jsou místy bělavě páskované. Úlomky rohovce jsou patrně nerozpustným reziduem po zvětrávání rohovcových hádko-říčských vápenců a zčásti patrně i jurských vápenců. Při stěně rozsedliny byl lokálně zjištěn žlutošedý nevápnitý jíl nejasně ohraničený vůči diamiktitu. Povrch vápence s rozsedlinami pokrývá neprůběžná 5 až 20 cm mocná poloha šedého šterkovitého křemenného písku až písčitého šterku. Šterkovitý písek uzavírá polozaoblené valouny černošedých rohovců a křemenců. Ojedinelý blok o průměru 40 cm v delší ose byl tvořen žlutošedě zbarveným silicitem (sluňákem) s pásy brekciovitě rozpadlého tmavošedého rohovce i zcela rozptýlenými drobnými úlomky v jemné základní hmotě (obr. 3B). Tmavošedý brekciovitý rohovec byl stejného charakteru jako ostrohranné klasy v diamiktitu. Celá poloha je zjevně gravitačně deformována v důsledku zatížení nepevných diamiktitů nadložními brněnskými písky v době jejich sedimentace a zapadá zhruba k S. Brněnské písky lze na lokalitě charakterizovat jako špatně vytříbené hnědožluté hrubozrnné písky se šterčikovými bázemi jednotlivých setů proudového korytového zvrstvení.

Asociace průsvitných těžkých minerálů

Diamiktity obsahují ochuzenou, ale složením poměrně pestrou asociaci průsvitných těžkých minerálů (tab. 1). Dominující granáty tvoří necelou polovinu počítaných zrn, následují zirkony tvořící necelých 20 % asociace, přičemž oválné zirkony převažují více než čtyřnásobně nad idiomorfními zirkony. Další minerály jsou (v sestupném pořadí) apatit, epidot, rutil, akcesoricky byl zastoupen amfibol a chromspinel.

Šedé šterkovité písky ve srovnání s diamiktity mají obsah průsvitných těžkých minerálů daleko vyšší jak po stránce kvantitativní, tak kvalitativní. Nápadným a poměrně neobvyklým faktem je to, že žádný z minerálů výrazně nedominuje. Obsahy mezi 10 a 20 % byly v sestupném pořadí zaznamenány u kyanitu, staurolitu, granátu, zirkonu a rutilu. Mezi zirkony převládaly oválné více než

trojnásobně nad idiomorfními. Zastoupení pod 10 % má andalusit a turmalín. Ostatní minerály jsou zastoupeny víceméně akcesoricky: amfibol, epidot, sillimanit, chromspinel, alterity, titanit, apatit a sfalerit.

Brněnské písky mají granatickou asociaci, kde podíl granátu dosahuje 74 %. Jako vedlejší minerály jsou zastoupeny epidoty, apatit, amfiboly a staurolit. Akcesoricky jsou přítomny zirkon, alterity, kyanit, andalusit, turmalín a glaukofan.

Sprašové hlíny obsahují asociaci charakteristickou pro spraše a sprašové hlíny, která je současně dosti podobná asociaci podložních brněnských písků. Dominuje granát (73,4%) doprovázený epidoty, staurolitem, amfiboly a apatitem. Zbývající minerály, tedy alterity, andalusit, glaukofan, zirkon, turmalín a kyanit, jsou akcesorické.

Mikrofauna

Sedimenty vyplňující rozsedliny ve vápenci obsahovaly velmi chudou mikrofaunu vykazující znaky redepozice. Ve vápnitém prachu (vzorek BP069A) dominovala drť kalcifikovaných jehlic hub. Z foraminifer byly v jednotlivých exemplářích zjištěny *Ciperoella anguliofficialis* (Blow) a *Cibicoides* sp. Vápnitý prach s příměsí úlomků černošedého rohovce (BP069B) obsahoval pseudoasociaci s jehlicemi hub, ojedinelým konodontem, kalcitovým jádrem artikulované schránky ostrakoda a foraminiferami: *Bathysiphon* sp., *Cibicoides borislavensis* Aisenstat, *Amphistegina bohdanowiczi* Bieda, *Ceratocancris* cf. *eximius* (Rzehak) a *Ciperoella anguliofficialis* (Blow). Spikuly hub jsou úlomkovité a kalcifikované, ale ojedinelé se vyskytly i úlomky sklovitého vzhledu s osním kanálkem tvořené opálem. Žlutošedý nevápnitý jíl (vzorek BP069D) obsahoval převážně drť rekrystalovaných jehlic hub a v jednotlivých exemplářích foraminiferu *Sigmavirgulina tortuosa* (Brady) a patrně silicifikovanou tournayellidní foraminiferu, blíže nezařaditelnou. Šedý šterkovitý písek (vzorek BP069C) obsahoval převážně drť rekrystalovaných jehlic hub, ale ojedinelé se vyskytl i úlomek jehlice sklovitého vzhledu s osním kanálkem. Písek dále obsahoval úštěpky tmavošedého rohovce a ojedinelé i úlomek laminy spongolitu tvořeného nahloučenými jehlicemi.

Ve srovnání se sedimenty vyplňujícími nerovnosti ve vápenci jsou hrubozrnné brněnské písky mikrofaunisticky velmi bohaté. I v tomto případě ale různé zachování

Tab. 2: Seznam druhů foraminifer zjištěných ve vzorku brněnského písku (vzorek BP069E).
 Tab. 2: Faunal list of foraminifers recognized in the lower Badenian sand (sample BP069E).

Planktonní druhy	počet		
<i>Acarinina boudreauxi</i> Fleisher	1	<i>Cibicidoides</i> sp.	3
<i>Catapsydrax africanus</i> (Blow et Banner)	1	<i>Coryphostoma sinuosa</i> (Cushman)	1
<i>Ciperoella anguliofficinalis</i> (Blow)	2	<i>Cribrorobulina clericii</i> (Fornasini)	1
<i>Ciperoella ciperoensis</i> (Bolli)	1	<i>Ehrenbergina</i> cf. <i>variabilis</i> Trunko	1
<i>Globigerina?</i> spp.	2	<i>Elphidium crispum</i> (Linnaeus)	5
<i>Globigerina bulloides</i> Orbigny	1	<i>Elphidium fichtellianum</i> (Orbigny)	2
<i>Globigerinella obesa</i> (Bolli)	1	<i>Elphidium flexuosum</i> (Orbigny)	2
<i>Globotruncana lapparenti</i> Brotzen	1	<i>Elphidium subtypicum</i> Papp	4
<i>Globotruncana lapparenti-arca</i> trans.	1	<i>Eponides repandus</i> (Fichtel et Moll)	1
<i>Globoturborotalita bassriverensis</i> Olsson et Hem.	1	<i>Gyroidina?</i> sp.	1
<i>Globoturborotalita cancellata</i> (Pessagno)	1	<i>Gyroidina marina</i> Pishvanova	1
<i>Heterohelix globulosa</i> (Ehrenberg)	1	<i>Hanzawaia boueana</i> (Orbigny)	2
<i>Macroglobigerinelloides bollii</i> (Pessagno)	3	<i>Heterolepa dutemplei</i> (Orbigny)	14
<i>Paragloborotalia nana</i> (Bolli)	1	<i>Lenticulina calcar</i> (Linnaeus)	1
<i>Subbotina minima</i> (Jenkins)	1	<i>Lenticulina cultrata</i> (Montfort)	1
<i>Trilobatus bisphericus</i> (Todd)	2	<i>Lenticulina dicampyla</i> (Franzenau)	1
<i>Trilobatus immaturus</i> (Le Roy)	2	<i>Lenticulina inornata</i> (Orbigny)	3
<i>Trilobatus quadrilobatus</i> (Orbigny)	3	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker et Jacobs)	6
<i>Trilobatus trilobatus</i> (Reuss)	3	<i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel et Moll)	1
<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland)	2	<i>Neoeponides schreibersii</i> (Orbigny)	1
Bentické druhy	počet	<i>Operculina complanata</i> (Defrance)	1
<i>Alabama armellae</i> Popescu	1	<i>Pappina primiformis</i> (Papp et Turnowsky)	1
<i>Ammonia viennensis</i> (Orbigny)	6	<i>Pararotalia aculeata</i> (Orbigny)	2
<i>Amphistegina mamillata</i> Orbigny	4	<i>Pullenia bulloides</i> (Orbigny)	1
<i>Asterigerinata planorbis</i> (Orbigny)	2	<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss)	1
? <i>Aubignyna kiliani</i> (Andreae)	1	<i>Reussella</i> cf. <i>oligocenina</i> Cushman et Todd	1
<i>Bolivina dilatata</i> Reuss	1	<i>Riminopsis boueanus</i> (Orbigny)	1
<i>Bulimina</i> aff. <i>hanjoensis</i> Iwasa	1	<i>Siphonina reticulata</i> (Czjzek)	1
<i>Cassidulina laevigata</i> Orbigny	1	<i>Siphonodosaria consobrina</i> (Orbigny)	2
<i>Cibicidoides</i> gr. <i>pseudoungerianus</i> (Cushman)	16	<i>Trifarina bradyi</i> Cushman	1
<i>Cibicidoides ungerianus</i> (Orbigny)	1	<i>Uvigerina posthantkeni</i> Papp	1
		<i>Uvigerina semiornata</i> Orbigny	3

a různá provenience mikrofauny prozrazuje, že jde o pseudoasociaci složenou z redeponovaných mikrofosilií. Nejhojnější jsou foraminifery a planktonické druhy převažují nad vápnitým bentosem (tab. 2). Celkem bylo zjištěno 19 druhů planktonu a 42 druhů bentosu. Vedle druhů ze středního miocénu (badenu) jsou v pseudoasociaci zastoupeny rovněž druhy spodnomiocenní, oligocenní, eocenní a svrchnokřídové. Vedle foraminifer se poměrně hojně vyskytují úlomky mechovek a kosterních elementů ježovek. Ojedinele byly zjištěny zbytky hadic, jádro gastropoda a fragment oogonia parožnatky.

Makrofauna

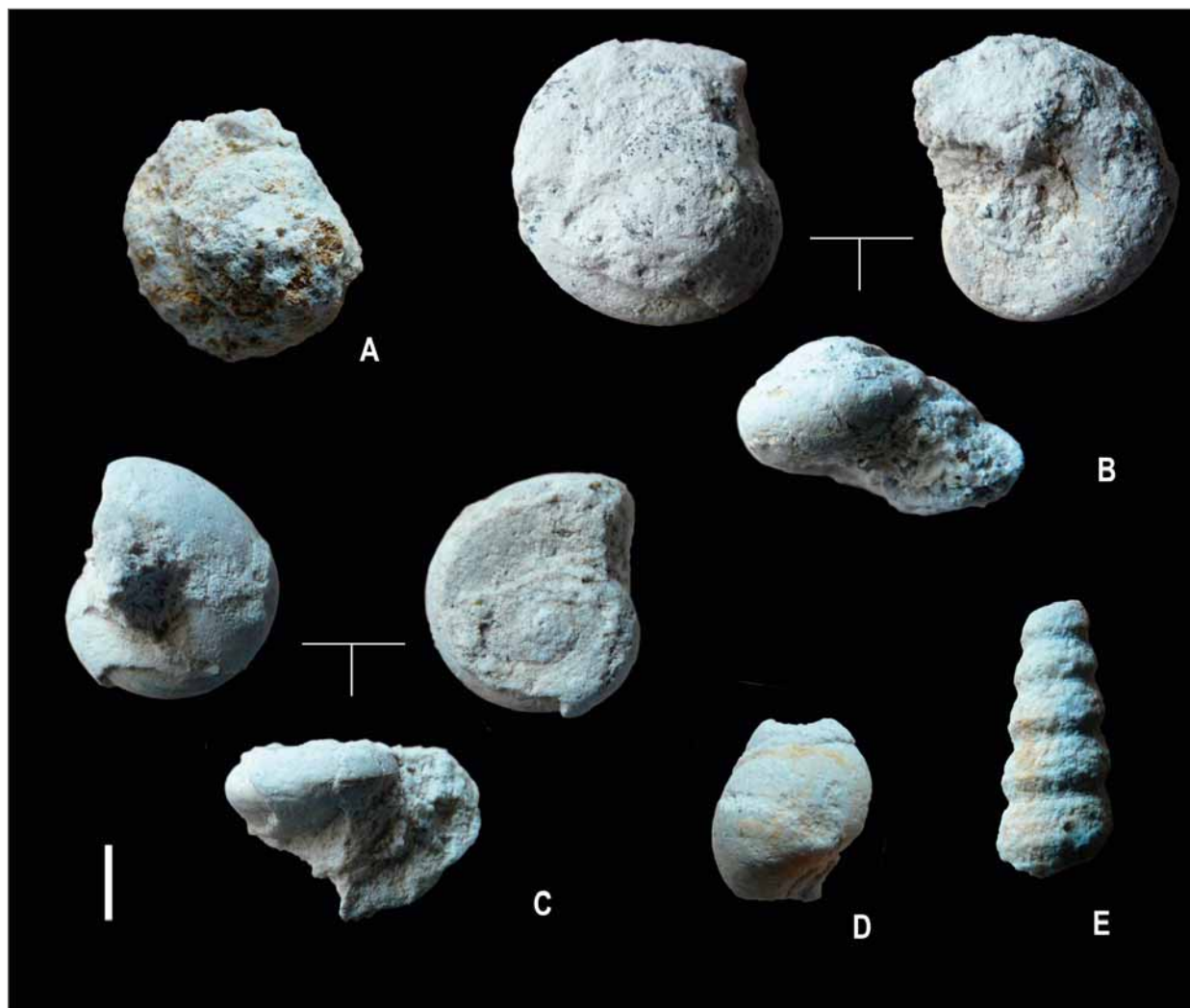
Nálezy makrofauny pocházejí z diamiktitu. Celkem bylo sebráno 6 schránek gastropodů. Všechny jsou zachovány jako kamenná jádra, resp. jejich fragmenty, což komplikuje přesnější determinaci (obr. 4). Byly identifikovány následující druhy: *Turritella badensis* Sacco, 1895 (1 ks), *Cepaea* cf. *brandti* Schlickum, 1964 (1 ks), *Cepaea* sp. (1 ks), Ampullariidae indet. (1 ks), a ?*Melanopsis* sp. (1 ks).

Druh *Cepaea brandti* je znám ze sedimentů bavorské molasy (Papp et al. 1973). Podobný druh *Cepaea* cf. *brandti* je uváděn z příbřežních sedimentů rzhakiových vrstev Moravy (Čtyroký 1972; Papp et al. 1973). Jde o terestrické pulmonátní gastropody a jejich výskyt v asociaci

s akvatickými druhy je třeba považovat za redepozici. Co se týče blíže neurčitelného jedince *Melanopsis?* sp., je třeba poznamenat, že i rod *Melanopsis* je známý z rzhakiových vrstev na Moravě. Poddruh *M. impressa impressa* Krauss, 1852 je hojný v oligo–mesohalinních faciích a výrazně vzácnější v brachyhalinních faciích. Tento poddruh je známý i ze silně vyslazené facie onkoforových vrstev Dolního Bavorska (Čtyroký 1972; Papp et al. 1973). Druh *Turritella badensis*, typický pro baden (Papp et al. 1978; Mandic, Harzhauser 2003), se hojně vyskytuje v marinních faciích a je znám z řady lokalit ČR, Rakouska, Maďarska, Polska či Rumunska (Švagrovský 1982).

Diskuze

Asociace průsvitných těžkých minerálů v sedimentech představují klasty, které přinášejí informace o zdroji, ze kterého pocházejí. Tyto zdroje jsou primární (magmatické a krystalinické jednotky) nebo sekundární (sedimentární jednotky), ve kterých charakteristické asociace vznikly redepozicí (často vícenásobnou), tříděním, zvětráváním, diagenzou aj. Stejně tak mikrofosilie a makrofosilie, které jsou jako bioklasty redeponované do sedimentu z jiných sedimentárních jednotek, mohou přinést relativně detailní informace o zdroji.



Obr. 4: Gastropodi z šedých prachů vyplňujících rozsedliny v devonských vápencích: A – *Cepaea* sp.; B – *Cepaea* cf. *brandti* Schlickum; C – Ampullariidae gen. et sp. inc.; D – *Melanopsis*? sp.; E – *Turritella badensis* Sacco. Délka měřítka = 3 mm.

Fig. 4: Gastropods from the grey silt filling the clefts in Devonian limestone: A – *Cepaea* sp.; B – *Cepaea* cf. *brandti* Schlickum; C – Ampullariidae gen. et sp. inc.; D – *Melanopsis*? sp.; E – *Turritella badensis* Sacco. Scale bar = 3 mm.

V případě asociací průsvitných těžkých minerálů byly uvažovány tři jednotky jako zdroj klastů. Jsou to brněnský masiv s typomorfními minerály amfiboly a epidotem, drahanský kulm (spodní karbon) charakterizovaný granátem a apatitem a rudické vrstvy (křída) charakterizované rutilem, staurolitem, kyanitem, turmalínem, andalusitem a sillimanitem. Na základě obsažených typomorfních minerálů byla určena provenience (obr. 5).

Brněnské písky obsahují výrazně granátickou asociaci a toto složení je poměrně monotónní v širším okolí, jak ukazuje srovnávací vzorek z jiného místa v lomu Kalcit (BU032) nebo vzorek pískovce nasedajícího bezprostředně na granodiorit na lokalitě Líšeň Hochmannova (BU007). Zdrojem jsou evidentně v rozhodující míře granátem bohaté sedimenty drahanského kulmu. Dalšími zdroji byly granitoidy brněnského masivu a křídové, resp. spodnomiocenní sedimenty, ale jejich podíl je o jeden řád nižší.

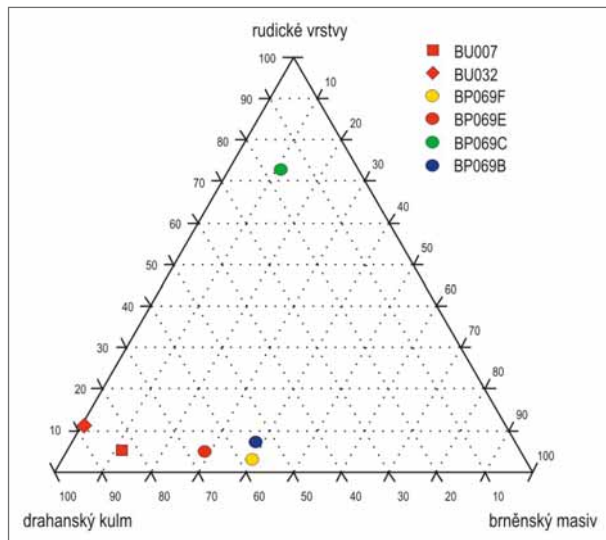
Asociace sprašové hlíny je kvalitativně víceméně shodná s brněnskými písky. Je velmi pravděpodobné, že vznikla vyvátím z podloží brněnských písků. Určitý kvantitativní rozdíl představuje vyšší zastoupení

amfibolu a epidotu, které jsou typomorfní pro granitoidy brněnského masivu, resp. jiné zdroje z krystalinika nebo devonská klastika (old red).

Diamiktit vyplňující rozsedliny v devonském vápenci byl chudý na těžkou minerální frakci, takže počet určených zrn nebyl dostatečný. Přesto je z kvantitativní analýzy zřejmé, že apatit-zirkon-granátická asociace s podřízeným epidotem, rutilem a amfibolem je derivována především z drahanského kulmu a v menší míře z granitoidů brněnského masivu a devonských klastik. Poměr těchto zdrojů lze odhadnout na cca 3 : 1.

Šedé šterkovité písky obsahovaly rozhodující podíl minerálů typomorfních pro rudické vrstvy a sladkovodní cenoman. Tyto minerály tvoří přibližně dvě třetiny průsvitné těžké frakce. Přibližně čtvrtina asociace může pocházet z drahanského kulmu. Ostatní zdroje jsou zcela zanedbatelné.

Další informaci k provenienci sedimentů přináší paleontologický obsah sedimentů, který je z valné míry redeponovaný ze starších sedimentárních jednotek. Diamiktit a nevápnitý jíl vyplňující rozsedliny v devonském vápenci



Obr. 5: Podíl hlavních klastických zdrojů na složení asociací těžkých minerálů jednotlivých studovaných vzorků (viz tab. 1).
Fig. 5: Proportion of main clastic sources in a composition of heavy-mineral associations in single studied samples (see Tab. 1).

obsahoval pseudoasociaci mikro- a makrofosilií složenou z redepozic různého stáří. Úlomky konodontů a tourna-yellidní foraminifery pocházejí pravděpodobně z hádsko-říčských vápenců a představují nerozpustný zbytek po jejich krasovění v předmiocenním období. Svědčí pro to i hojné zastoupení úlomků černošedých rohovců. Jehlice hub samy o sobě nemají stratigrafický význam. Drť rekrystalovaných a kalcifikovaných jehlic může pocházet z jurských spongolitů a vápenců, které jsou dosud zachovány v reliktu na nedalekých Hádech, ale rovněž z rohových hádsko-říčských vápenců. Sporadicky se vyskytly i jehlice sklovitého vzhledu, pravděpodobně tvořené ještě primárním opálem. Ty pocházejí nejspíše z miocenních sedimentů. Z mořských sedimentů spodního miocénu (karpátu?) pocházejí patrně planktonické foraminifery *Ciperoella anguliofficialis*. Bentické druhy mají širší stratigrafický rozsah a mohou pocházet jak z karpátu, tak z badenu. Měkkýší fauna zachovaná ve formě jader je kompletně redeponovaná a to nejspíše z rzhakiových vrstev ottnangu (*Cepaea* cf. *brandti*, *Melanopsis*? sp.) a z mělkovodní facie badenu (*Turritella badensis*).

Šedý štěrkovitý písk byl z paleontologického hlediska velmi chudý a obsahoval pouze drť jehlic hub. Kromě rekrystalovaných jehlic (karbon?, jura?) se vyskytly i jehlice tvořené opálem (miocén?). Mnohem významnější byl nález bloku silicitu (obr. 2B). Zjevně pochází ze silicikrusty, jejímž substrátem byly rohovcové hádsko-říčské vápence s pásy tmavošedého rohovce. Vznik regionálně rozšířené silicikrusty je kladen do paleogénu a dodnes se v oblasti střední a jižní Moravy vyskytují její zbytky jako reliktní štěrky „sluňáky“ (Gilíková et al. 2010).

Nejpestřejší směs redeponované fauny obsahují brněnské písky. Vzhledem k tomu, že brněnské písky jsou dnes interpretovány jako facie hrubozrnné delty nebo svahu delty (Nehyba 2001; Tomanová Petrová et al. 2011) je možné, že veškerá mořská mikrofauna včetně miocenních druhů je redeponovaná.

Redepozice ze svrchní křídly jsou zastoupeny foraminiferami *Heterohelix globulosa*, *Macroglobigerinelloides bollii*, *Globotruncana lapparenti* a přechodnou formou *G. lapparenti* a *G. arca*. Obdobné redepozice stáří santon–nejnižší campan byly zjištěny v brněnských píscích ve vrtu Černovice TGB-1 a (Bubík, Petrová 2004). Jejich zdroj je třeba hledat v čele ždánické jednotky, zasahujícím v badenu dále k SV oproti dnešní pozici, spíše než v nejvýchodnějších výběžcích české křídlové pánve.

Redepozice z paleogénu reprezentují eocenní druhy *Acarinina boudreauxi* a *Catapsydrax africanus*, druhy s rozsahem eocén–oligocén: *Globoturborotalita bassrivensis*, *G. cancellata*, *Paragloborotalia nana* a *Subbotina minima*, a také striktně oligocenní druh *Ciperoa ciperoensis*. I v případě eocenních a oligocenních druhů jsou zdrojem nejspíše někdejší okraje karpatských příkrovů, konkrétně sedimenty němečického, menilitového nebo pouzdřanského souvrství.

Spodnomiocenní foraminifery *Ciperoella anguliofficialis* (= *Globigerina ottnangiensis*), *Elphidium subtypicum* a *Pappina primiformis* pocházejí nejspíše z peltické facie karpátu. Řada dalších druhů s širokým stratigrafickým rozsahem napříč miocénem je charakteristická pro badenské vápnitě jíly („tégly“). Jsou to např. různé druhy rodu *Trilobatus*, *Globigerina bulloides*, *Amphistegina mamillata*, *Ammonia viennensis*, *Asterigerinata planorbis*, *Cibicidoides ungerianus*, *Elphidium crispum*, *Lenticulina calcar*, *L. cultrata*, *L. dicampyla* aj. Zároveň se ale vyskytují i druhy striktně badenské: *Trilobatus quadrilobatus*, *Alabama armellae*, *Elphidium flexuosum*, *Uvigerina semiornata* a *Riminopsis boueanus*. Badenská mikrofauna se do brněnských písků dostala nejspíše z erodovaného staršího cyklu „tégly“. Na brněnské písky v oblasti Brna totiž nasedají „tégly“ s *Orbulina suturalis*, zatímco starší „tégly“ zóny *Praeorbulina* se zachovaly jen místy. Drtivá většina uvedených druhů foraminifer zcela jistě nežila v prostředí delty, ale v sublitorálu se stabilní salinitou. Tomu odpovídá i ostatní drobná fauna zastoupená zbytky mechovek, ježovek, hadic a měkkýšů.

Z ostatních mikrofosilií je zajímavý ojedinělý fragment oogonia parožnatky (Charophyta). Dokládá sladkovodní lakustrinní prostředí. Ojedinělé nálezy oogonií jsou známy z rzhakiových vrstev a je proto možné, že jde o redepozici z ottnangu.

Výše uvedené dílčí informace různého druhu dovolují sestavit určitý nástin geologického vývoje na sv. okraji Brna:

1) Brněnský masiv se sedimentárním obalem devonu a karbonu podléhal denudaci zhruba od mladšího karbonu po střední juru, kdy byla oblast výrazně zarovnaná.

2) Vzestup hladiny světového oceánu přinesl do tohoto území transgresi v juře (kelloway–oxford). Po ústupu moře nastalo intenzivní kaolinicko-lateritické zvětvávání v tropickém klimatu, jehož produktem jsou rudické vrstvy s charakteristickou asociací těžkých minerálů (Otava et al. 2013).

3) V cenomanu a turonu postihla oblast nová transgrese, ale po celý zbytek svrchní křídly a v paleogénu

probíhala denudace, která destruovala značnou část sedimentů jurského cyklu a kompletně sedimenty křídly.

4) Pravděpodobně v eocénu nebo oligocénu vznikla v aridním klimatu silicikrusta na různých sedimentárních horninách tvořících tehdy obnažený povrch.

5) Zhruba v oligocénu–miocénu v humidním klimatu došlo k destrukci paleogenní silicikrusty (vznik slunáku) a krasovění obnažených karbonátových formací paleozoika. Krasovění se projevilo vznikem rozsedlin ve vápenci na lokalitě Kalcit. Stěnu jedné z rozsedlin tvoří šedý vláknitý kalcit, který představuje pravděpodobně zbytek masivní speleotémy.

6) V ottnangu se v oblasti nacházely více či méně izolované laguny a jezera Paratethydy syčené říčními toky. Dokladem toho jsou příbřežní oligo–mesohalinní lakustrinní facie v Líšni (rzhakiové vrstvy). Na blízkost souše ukazují nálezy flóry v Líšni a terestrických gastropodů v lomu Kalcit.

7) Vzestup hladiny v karpátu změnil oblast na moře s normální salinitou a omezenou cirkulací, jak ukazují foraminiferové fauny v reliktech karpatských jílů na území Brna a v redepozicích.

8) Ve starším badenu došlo k oblasti k výraznému vzestupu hladiny moře. Staroštýrské pohyby způsobily přestavbu reliéfu na v. okraji Českého masivu. Při tom se dostaly paleozoické vápence do příbojové zóny. V lomu Kalcit abraze vyklidila a rozšířila některé krasové deprese. V jiné části lomu příbojová zóna zanechala výrazné stopy bioeroze (Mikuláš 2004). Při dalším vzestupu hladiny se rozsedliny vyplnily splachy z povrchu okolních vnořených ker a vytvořila se pestrá asociace redepozic z denudovaných sedimentů ottnangu, zbytků paleogenní silicikrusty, rudických vrstev a zvětralin karbonských vápenců.

9) Dílčí regrese v důsledku pokračujících štýrských pohybů přinesla destrukci mořských jílů badenu a progradaci hrubozrnné delty pokrývající celou oblast. Jejím výsledkem jsou i hrubozrnné písky nejvyšší části studovaného profilu obsahující pestrou směs redeponovaných mikrofosilií ze sedimentů ottnangu, karpátu a badenu erodované v bližším okolí, ale i redepozice z čela karpatských příkrovů situovaných na JV.

Závěry

Ve východní stěně lomu Kalcit v Líšni byly zjištěny diamiktity a jíly vyplňující rozsedliny v devonském vápenci, překryté šedými šterkovitými písky a zcela nahoře brněnskými písky. Studium asociací průsvitných těžkých minerálů, mikrofauny a makrofauny přineslo poznatky o stáří sedimentů, ale i o geologickém vývoji bližšího i vzdálenějšího okolí lokality:

1) Studované diamiktity, jíly a písky v rozsedlinách vápenců i v nadloží patří ke spodnímu badenu.

2) Diamiktity obsahují těžké minerály ze zdrojů v blízkém okolí (drahanský kuhl, granodiorit brněnského masivu nebo klastika devonu). Redeponovaná makrofauna (gastropodi) pochází z ottnangu a badenu, zatímco mikrofauna ze zvětralin hádsko-říčských vápenců a ze sedimentů karpátu a badenu.

3) Šedý šterkovitý písek má asociaci těžkých minerálů specifickou pro rudické vrstvy, dokládající intenzivní tropické zvětrávání po regresi jurského moře. Blok slunáku je pozůstatkem regionálně rozšířené silicikrusty vytvořené během aridního klimatu v paleogénu.

4) Brněnské písky jsou výsledkem dílčí regrese během badenské mořské záplavy a obsahují mikrofosilie ze sedimentů ottnangu, karpátu i starší části badenu erodované v bližším okolí, a zároveň křídové a paleogenní foraminifery pocházející z čela nasunujících se karpatských příkrovů.

Poděkování

Článek vznikl za podpory interního úkolu ČGS č. 321180 (Základní geologické mapování České republiky 1 : 25 000 pro roky 2014–2018). Výzkum byl rovněž podpořen projektem Evropského sociálního fondu CZ.1.07/2.3.00/20.0166 „Centrum teorie vzdělávání přírodovědných oborů“ (PdF UP Olomouc). Autoři děkují S. Nehybovi, J. Vítovi a P. Tomanové Petrové za cenné připomínky a diskusi k manu skriptu. Dík patří Josefu Musilovi za umožnění vstupu do aktivního lomu.

Literatura

- Bubík, M., Petrová, P. (2004). Foraminifery brněnských písků ve vrtu Černovice TGB-1. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003, 14–17.
- Čtyroký, P. (1972): Die Molluskenfauna der *Rzehakia* - (*Oncophora*) - Schichten Mährens. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, 76, 41–141.
- Gilíková, H., Hladil, J. (eds), Bubík, M., Černý, J., Buriánek, D., Dvořák, I., Faměra, M., Havíř, J., Hrdličková, K., Kalvoda, J., Konečný, F., Kociánová, L., Kováčik, M., Kryštofová, E., Krumlová, H., Kumpán, T., Kunceová, E., Maštera, L., Melichar, R., Müller, P., Nehyba, S., Otava, J., Pecina, V., Pecka, T., Tomanová Petrová, P., Poul, I., Poullová, D., Rez, J., Skácelová, D., Skácelová, Z., Slobodník, M., Šikula, J., Šrámek, J., Večeřa, J., Vít, J., Weiner, T. (2010). Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR list 24-413 Mokrý-Horákov. – 239 s. MS Česká geologická služba, Praha.
- Mandic, O., Harzhauser, M. (2003). Molluscs from the Badenian (Middle Miocene) of the Gaiendorf Formation (Alpine Molasse Basin, NE Austria) – Taxonomy, Paleocology and Biostratigraphy. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, Serie A, 104, 85–127.
- Mikuláš, R. (2004). Bioerosion in the geologic record of the Czech Republic. Field trip guide for the pre-conference excursion. 4th International Bioerosion Workshop, August 22–28, Czech Republic. – Institute of Geology Academy of Sciences of the Czech Republic, Prague.
- Nehyba, S. (2001). Lower Badenian coarse-grained deltas in the southern part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic). – Abstracts of 21st Meeting of International Association of Sedimentologists. Davos : IAS, 96–97.
- Otava, J., Balák, I., Baldík, V., Bubík, M., Buriánek, D., Čáp, P., Černý, J., Franců, J., Fůrychová, P., Gilíková, H., Havlín, A., Hladil, J., Janderková, J., Kociánová, L., Kolečka, V., Konečný, F., Kryštofová, E., Kumpan, T., Melichar, R., Müller, P., Paleček, M., Pecina, V., Pecka, T., Sedláček, J. Mgr., Sedláčková, I., Šrámek, J., Tomanová Petrová, P., Večeřa, J., Vít, J. (2013). Vysvětlivky k Základní geologické mapě České republiky 1:25 000, list 24-411 Jedovnice. – 298 s., MS Česká geologická služba, Praha.
- Papp, A., Rögl, F., Seneš, J. et al. (1973). Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der zentralen Paratethys. Bd. III. M₂ Ottnangien. – Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava. 844 s.
- Papp, A., Cicha, I., Seneš, J., Steininger, F. et al. (1978). Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der zentralen Paratethys. Bd. VI. M₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). – VEDA, Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava. 600 s.
- Švagrovský, J. (1982). Archaeogastropoda und Mesogastropoda des oberen Badeniens von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. – Geologický zborník – Geologica Carpathica, 33, 1, 3–50.
- Tomanová Petrová, P., Gilíková, H., Nehyba, S. (2011). Spodnobadenské klastické sedimenty zastížené v lomu Kalcit (Brno-Líšeň). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 18, 2, 68–71.

Terciární říční sedimenty v širším okolí Jihlavy

Tertiary river deposits in the wider surroundings of the Jihlava city

Michal Francírek¹✉, Slavomír Nehyba²

¹ GEOMIN s.r.o., Znojemská 78, 586 01 Jihlava

² Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words:

Jihlava Furrow, facies analysis, channel infill, flood plain, crevasse splay

✉ francirek@geomin.cz

Editor:

Pavla Tomanová Petrová

Abstract

Tertiary deposits have been known around Jihlava city for many years. However, they have never been thoroughly studied. Most of the known occurrences are situated in the Jihlava Furrow. During the drilling research, these Tertiary deposits were newly detected in three wells: HGM-1, V1 and V4. Facies analysis, petrography and gamma spectrometry were performed on samples taken from all three wells. The model of basement of Cenozoic deposits has been constructed. Based on facies analysis, 8 lithofacies (7 studied deposits and 1 eluvium) have been described. The study of lithofacies has made the recognition of the depositional environments of the Tertiary deposits possible. The depositional environments of these deposits are interpreted as fluvial channelized gravels and non-channelized deposits (flood plain, crevasse splays, oxbow lake and lake). The channelized gravels have been found by the well HGM-1 in the overburden of the crystalline rocks of the Moldanubian. Their thickness is relatively low (1.7 m) and the channels were probably not deep. The non-channelized deposits are formed by clays, silts and fine-grained sands. In the upper part of the succession a layer of organic deposits (peat) has been detected. The results of petrography have shown that material originated from local sources, especially Moldanubian Unit and Jihlava Massif (gneisses, mica-schistes, granitoids, less importantly pegmatites and phyllites). High concentrations of Th and U have been found in the studied deposits. These high concentrations can be associated with the source rocks. The values of Th/U and Th/K ratios are significantly higher in the studied deposits than in eluvium. This indicates conditions of weathering and sedimentation, and also points to input of the material from several sources. The model of crystalline basement shows that there were probably at least two spatially separated fluvial river systems. One river system was situated in the area of Velký Beranov and Měšín. The preserved remains of the second system are visible in the area of Jihlava city and its peripheral parts (Bedřichov and Pávov).

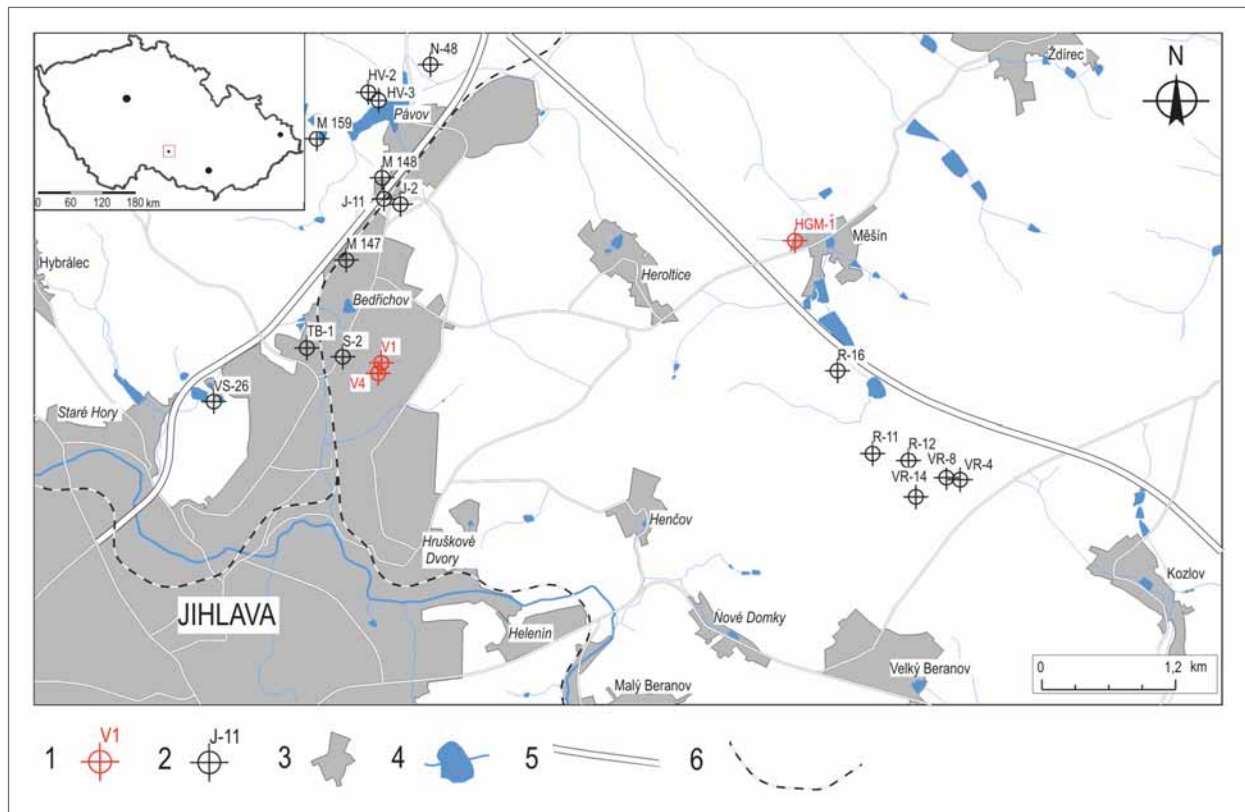
Doporučená citace článku:

Francírek, M., Nehyba, S. (2019). Terciární říční sedimenty v širším okolí Jihlavy. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 24–33.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-24>

Úvod

V okolí Jihlavy jsou již delší dobu známy kenozoické sedimenty, které tvoří pokryv krystalinických hornin a zároveň představují výplň jihlavské/jihlavsko-sázavské brázdy. Jihlavská/jihlavsko-sázavská brázda tvoří sníženinu tektonického původu na rozvodí Jihlavy a Sázavy vázanou na průběh přibyslavské mylonitové zóny směru S–J s rozsáhlými plošinami zarovnaného povrchu s pozůstatky neogenních písků a jílů (Demek ed. 1987). Dle Veselý (1976) jde o příkopovou propadlinu podobající se boskovické nebo blanické brázdě. Jedná se o povrchový projev přibyslavského zlomu (Mísař 1983). Krystalinické horniny moldanubika, především pararuly a migmatity, drobná tělesa amfibolitů, granulitů, skarnů a vzácně i kvarcitů, jsou v prostoru zlomového pásma přeměny



Obr. 1: Pozice studovaných vrtů HGM-1, V1 a V4 a archivních vrtů.

Legenda: 1 – studované vrty; 2 – archivní vrty; 3 – město/obec/místní část; 4 – jezero/rybník/řeka/potok; 5 – dálnice/silnice; 6 – železnice.

Fig. 1: Position of studied drill holes HGM-1, V1 and V4 and archive drill holes.

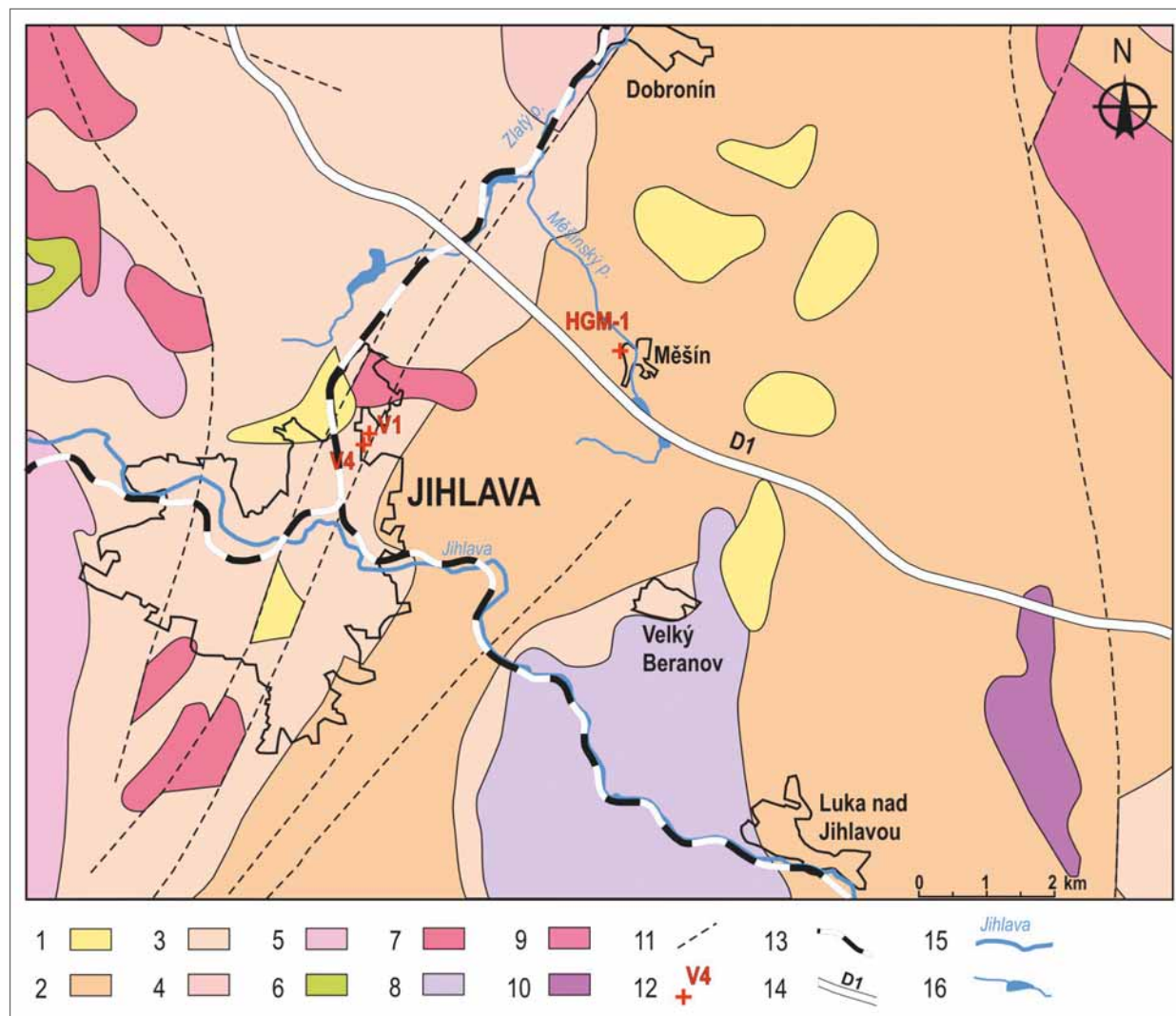
Legend: 1 – studied drill holes; 2 – archive drill holes; 3 – city/village/local part; 4 – lake/pond/river/stream; 5 – motorway/road; 6 – railway.

na mylonity a kataklazity (Veselá 1976; Mísař 1983). Sedi- mentární výplň jihlavské brázdy je známa z okolí Jihlavy a poté až Železných Hor (Stárková et al. 2015). Jelikož je brázda situovaná ve vyšší nadmořské výšce, podléhala silné denudaci a zachovala výplň je málo mocná. Výplň v okolí Jihlavy je tvořena především terciárními šter- kopisky a písčitymi jíly lakustrinního původu (Veselá 1976). Nově byly tyto terciární sedimenty dokumentovány během inženýrskogeologického a hydrogeologického průzkumu v okolí Jihlavy. Až 4,4 m mocné terciární usazeniny zastihl především hlubší hydrogeologický vrt HGM-1 v Měšíně pod tenkým pokryvem kvartérních sedimentů. Další výskyty terciárních sedimentů byly zjištěny mělkými inženýrskogeologickými vrty V1 a V4 pro stavbu haly v Bedřichově u Jihlavy. Pozice těchto vrtů je znázorněna na obrázku 1. Všechny tyto výskyty terci- érních sedimentů nebyly dosud známy a nejsou proto ani vyznačeny ve stávající geologické mapě (obr. 2).

První zmínky o terciárních sedimentech pochází z první poloviny 20. století, kdy Hinterlechner (1913) bě- hem mapování v okolí Jihlavy popsal písčité a šterkovité sedimenty. Tyto sedimenty považoval za relikv vodního toku, stejně jako Zapletal (1928) a Novák (1943). Podle Freisinga (1938) se jedná o plážové sedimenty, naopak Sý- kora (1949) určil původ těchto sedimentů jako lakustrinní. Podrobně kenozoické sedimenty v okolí Jihlavy studoval a mapoval Hrádek (1969). V šedesátých letech 20. století

probíhalo intenzivní geologické mapování v okolí Jihlavy, v rámci něhož byly zdokumentovány terciární sedimenty (Veselá 1970). Další sedimenty terciárního stáří byly po- psány během stavby dálnice D1 na lokalitě Rytířsko (Bílek, Rybařík 1972). Zmínky o terciárních sedimentech pochází mnohdy z různých popisů inženýrskogeologických vrtů, avšak tyto popisy je potřeba brát s určitou rezervou, proto- že leckdy dochází k záměně kvartéru, terciéru a zvětralého krystalinika (Veselá 1970).

Studium sporopylových asociací humózního ho- rizontu, který byl zjištěn v rámci terciárních sedimentů Jihlavska, ukázalo podobnost s pliocenními sedimenty lednického souvrství jihočeských pánví (Konzalová 1969). Další výzkum pískovců provedli Maštera a Veselá (1997), z jejichž výsledků je patrná podobnost pískov- ců v okolí Měšína a Dobronína (jihlavská brázda) se svrchnoviseckými drobnými myslejovického souvrství drahanského kulmu. V oblasti jz. části Českomoravské vrchoviny jsou terciární (neogenní) sedimenty popisovány také z okolí Moravských Budějovic a Třebíče (Koutek 1971; Nehyba, Hladilová 2004; Zágoršek et al. 2009). Neogenní sedimenty z prostoru Moravských Budějovic jsou interpretovány jako produkty okrajového mělkého moře (Nehyba, Hladilová 2004), kdežto v okolí Kraslic nad Oslavou odpovídají pelagickým podmínkám otevřeného moře (Zágoršek et al. 2009).



Obr. 2: Lokalizace studovaných vrtů v geologické mapě (upraveno podle Geologické mapy České republiky 1 : 500 000, Cháb red. 2007).

Legenda: 1 – jíly, písky, štěrky (terciér); 2 – biotit-sillimanitové ruly (prekambrium–paleozoikum); 3 – cordieritické ruly/migmatity (prekambrium–paleozoikum); 4 – migmatizované ruly a migmatity (prekambrium–paleozoikum); 5 – felzické granulity (prekambrium); 6 – peridotity, serpentinity (prekambrium); 7 – dvojslídne granity (variská intruziva); 8 – pyroxen-biotitické syenity (variská intruziva); 9 – amfibol-biotitické syenogranity (variská intruziva); 10 – biotit-amfibolické tonality a křemenné diority (variská intruziva); 11 – zlom; 12 – studované vrtý; 13 – železnice; 14 – dálnice; 15 – řeka/potok; 16 – jezero/rybník.

Fig. 2: Location of the studied drill holes in the geological map (modified after the Geological Map of the Czech Republic 1 : 500 000, Cháb red. 2007).

Legend: 1 – clays, sands, gravels (Tertiary); 2 – biotite-sillimanite gneisses (Precambrian–Paleozoic); 3 – cordierite gneisses/migmatites (Precambrian–Paleozoic); 4 – migmatitized gneisses and migmatites (Precambrian–Paleozoic); 5 – felsic granulites (Precambrian); 6 – peridotites, serpentinites (Precambrian); 7 – two-mica granites (Variscan intrusions); 8 – pyroxene-biotite syenites (Variscan intrusions); 9 – amphibole-biotite syenogranites (Variscan intrusions); 10 – biotite-amphibole tonalites (Variscan intrusions); 11 – fault; 12 – studied drill holes; 13 – railway; 14 – motorway; 15 – river/stream; 16 – lake/pond.

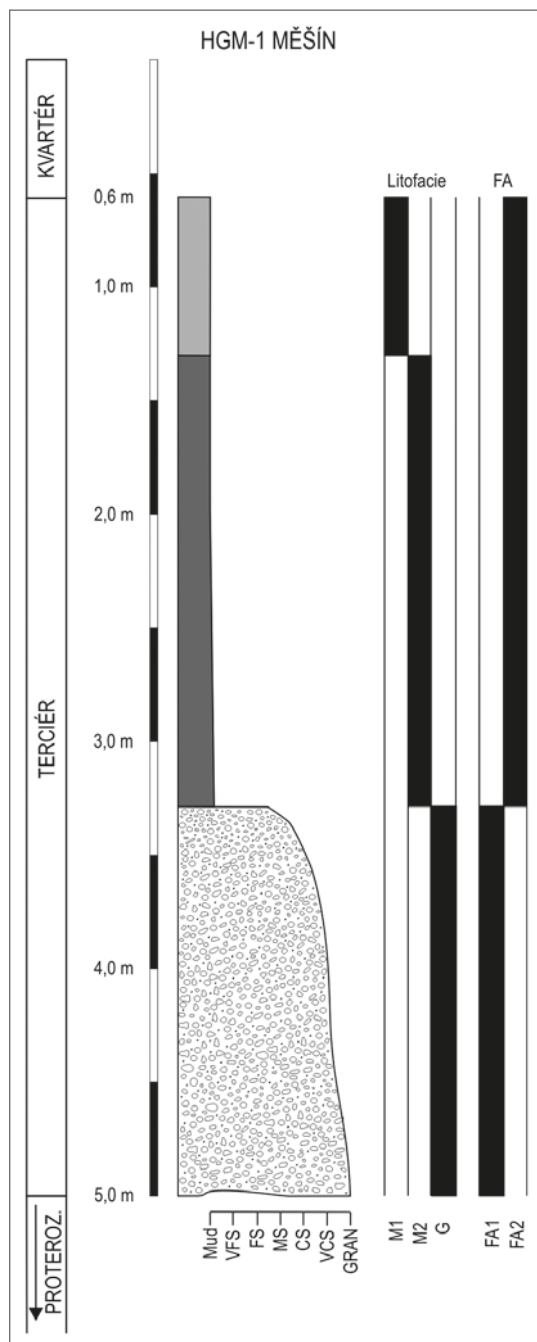
Metodika

Studované sedimenty byly makroskopicky popsány a litofaciální analýza byla provedena podle obvyklých pravidel Mialla (1989), Readinga (1996) a Nemece (2005). Tvar a zaoblení nejhrubší frakce (> 4 mm) byl určen vizuálně s pomocí metody Powerse (1982). Zrnitostní analýza byla realizována kombinovanou metodou normovaných sít („za mokra“) a laserové difrakce (Retsch AS 200 síťovací analyzátor a Cilas 1064 laserový granulometr). K určení zrnitostních charakteristik (Mz, σ_I) byly využity vzorce dle Folka a Warda (1957). Studium petrografického

složení frakce nad 2 mm proběhlo v jednotlivých vzorcích v populaci 3–200 zrn. Gamaspektrometrická analýza byla provedena na 10 vzorcích, navážka se pohybovala kolem 300 g. Měření (30 minut každý vzorek) přirozené radioaktivity proběhlo na gamaspektrometru GR-320 SPEC za účelem zjištění přirozené koncentrace radioaktivních prvků draslíku, uranu a thoria. Celková radioaktivita byla vypočtena jako tzv. standardní gamazáření (SGR) dle vzorce $SGR [API] = 16,32 \times K (\%) + 8,09 \times U (\text{ppm}) + 3,93 \times Th (\text{ppm})$ – API/American Petroleum Institute units.

Tab. 1: Stručný popis vyčleněných litofacií.
 Tab. 1: List of lithofacies.

Symbol	Popis
M1	Světle hnědý až šedohnědý masivní prach, místy šedě smouhovaný, zbytky zuhelnatělé organické hmoty. Ojedinelé přítomny zrnka pyritu.
M2	Hnědě šedavý, olivově hnědě zelený až hnědavě šedozeleň masivní smouhovaný prach, místy slabě jemně písčité, světle slídnatý. $Mz = -6,0 \phi$, $\sigma I = 2,2 \phi$.
M3	Světle zelenošedý jílovitý prach planárně laminovaný, hnědě smouhovaný, slabě jemně písčité, světle slídnatý, nevápnitý. Přítomny zbytky rozložené organické hmoty.
M4	Světle šedozeleň, hnědě smouhovaný jemně písčité prach, planárně laminovaný. Laminy jemnozrnného až středozrnného písku jsou neprůběžné a místy až čočkovité.
S1	Žlutavě zelený, hnědě smouhovaný prachovitý písek, místy vložky nazelenalého prachu. Masivní. $Mz = -3,5 \phi$, $\sigma I = 1,4 \phi$.
S2	Rašelina černé barvy charakteru prachovitého písku se šterkem. Zetlelé kusy organické hmoty. $Mz = -2,3 \phi$, $\sigma I = 3,0 \phi$.
S3	Rezavě hnědý středně až hrubě zrnitý písek se šterkem (eluvium). $Mz = -1,2 \phi$, $\sigma I = 6,4 \phi$.
G	Šedý až modrošedý prachovito-písčité šterk, masivní, světle slídnatý, max. klasty 3 cm. $Mz = -3,5 \phi$, $\sigma I = 1,4 \phi$.



Obr. 3: Sedimentární profil vrtu HGM-1.
 Fig. 3: Sedimentological log of drill hole HGM-1.

Za použití programu Surfer 9 byl vytvořen schematický model předtercierního podloží povrchu krystalinika, k jehož vytvoření byla využita volně dostupná data z několika stovek vrtů z databáze „Vrtná prozkoumanost“ na webu České geologické služby (https://mapy.geology.cz/vrtna_prozkoumanost/, ČGS 2019).

Výsledky

1. Faciální analýza

Na základě podrobného studia vrtných jader bylo vyčleněno celkem 8 litofacií, které jsou podrobně popsány v tabulce 1. Zrnitostní a petrografické charakteristiky byly klíčové při určování litofacií. Využití primárních sedimentárních struktur bylo menší vzhledem k jejich částečné destrukci, která byla způsobena technologií vrtání. Na základě prostorové distribuce a depozičních procesů byly litofacie seskupeny do faciálních asociací (FA). Nápadná je relativní litologická pestrost sedimentů, značné rozdíly v jejich zrnitosti a vytřídění, rychlá faciální změna a celkový nahoru zjemňující trend. Výskyty litofacií i faciálních asociací v rámci jednotlivých vrtů jsou prezentovány na obrázcích 3, 4 a 5.

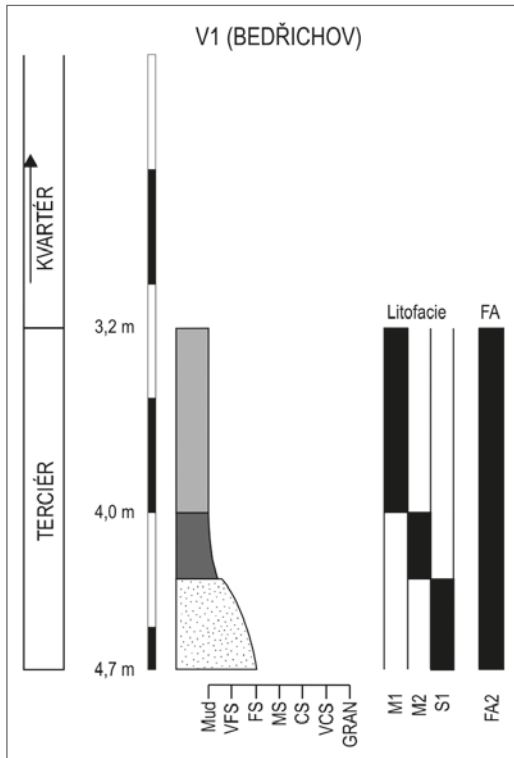
Byly vyčleněny celkem dvě faciální asociace. První faciální asociace FA1 je tvořena litofacií G. FA1 představuje bazální část tercierních sedimentů a byla zjištěna pouze ve vrtu HGM-1 v hloubce od 3,3 do 5 m (mocnost 1,7 m), kde přímo nasedá na předtercierní podloží. Sedimenty FA2 jsou tvořeny litofaciemi M1, M2, M3, M4, S1 a S2. FA2 byla dokumentována ve vrtech V1 a V4 a v nadloží FA1 ve vrtu HGM-1. Pro tuto faciální asociaci jsou typické jemnozrnné sedimenty, především prachy s proměnlivým obsahem písčité frakce. Báze FA2 je ostrá a planární.

Interpretace:

Na základě faciální a zrnitostní analýzy bylo rekonstruováno depoziční prostředí studovaných sedimentů.

FA1 Sedimenty říčního koryta

FA1 je tvořena jednou facií G a dokumentována byla pouze ve vrtu HGM-1. FA1 představuje šterky tvořící výplň říčního koryta (Maizels 1993). Původ korytových šterků je spojen s říčními nebo hyperkoncentrovanými proudy. Hyperkoncentrované proudy představují subaerické, fluidní, turbulentní proudy vody a směsi sedimentu, která je velice hustá. Sedimentace takovéto směsi neprobíhá trakčním způsobem (Nemec 2009). Původ



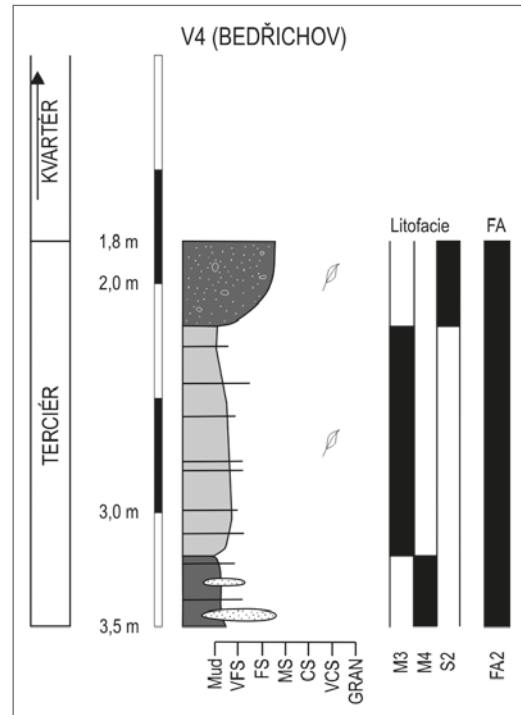
Obr. 4: Sedimentární profil vrtu V1.

Fig. 4: Sedimentological log of drill hole V1.

těchto sedimentů lze spatřovat ve zředění úlomkotoků a hustotních proudů v říčním korytu (Sohn et al. 1999). Relativně malá mocnost sedimentů (1,7 m) vylučuje existenci hlubokého koryta.

FA2 Mimo korytové sedimenty

V této FA dominují jemnozrnné klastické sedimenty (prachy a jíly) s vložkami nebo vrstvami jemnozrnného až velmi jemnozrnného písku. Sedimenty FA2 jsou typické pro výplavovou plošinu/„flood plain“ (Hjellbakk 1997), průvalové sedimenty/„crevasse splay“ (Roberts 2007) nebo mrtvá ramena řek (Bábek et al. 2008). Na tyto depoziční prostředí ukazuje i blízká spojitost se šterky říčního koryta. Je možné uvažovat, že došlo k průrvě břehu koryta během vysokého stavu vody v řece. Nepřítomnost bioturbace v sedimentech ukazuje na relativně rychlou sedimentaci a krátká období bez přínosu materiálu. Laminy hrubozrnnějšího materiálu jsou spojeny s epizodickými eventy (průtrže, povodně, ...), během nichž docházelo k jeho sedimentaci ve vzdálenější části sedimentačního prostoru. Naopak na klidnou sedimentaci ukazují organické sedimenty (facie S2), které mohou souviset s pedogenetickými procesy v „crevasse splay“ nebo mrtvých ramenech a jejich přeměnou na močály. Sedimentace



Obr. 5: Sedimentární profil vrtu V4.

Fig. 5: Sedimentological log of drill hole V4.

organického materiálu probíhá většinou v distálních částech výplavové plošiny (Burns et al. 2017), kde mohou také vznikat mělká jezera (Gulliford et al. 2017), v nichž sedimentují především jíly, prachy a jemnozrnné písky s polohami organické hmoty (Kukulak et al. 2016).

2. Petrografie

Valonová analýza psefitické frakce 5 vzorků ukázala značnou stabilitu horninového materiálu. V jednom případě (vrt V4 vzorek 1,8–2,2 m) byla zjištěna přítomnost velkého množství zuhelnatělé rostlinné hmoty (nebyla dále uvažována při provenienčním studiu). V rámci tohoto vzorku bylo také zjištěno nejpestřejší petrografické spektrum psefitických klastů.

Samostatně byl hodnocen vzorek HGM-1 eluvium (facie S3, hloubka 8 m). Zde byly přítomny především ostrohranné či poloostrohranné klasty zvětralého krystalinika (nejspíše ortoruly), dále svory a křemen-živcový agregát sporadicky se slídkou. Přítomnost polozaoblených a poloostrohranných klastů křemene souvisí nejspíše s kontaminací z nadloží způsobenou nejspíše vyzvednutím jádra.

Další čtyři vzorky (vrt V4 vzorek 1,8–2,2 m, vrt V1 vzorek 4,0–4,3 m a 4,3–4,7 m, a vrt HGM-1 vzorek

Tab. 2: Zastoupení tvarů a zaoblení studovaných klastů.

Tab. 2: Frequency of roudness and sphericity of studied clasts.

Vzorek	Tvar (%)	Zaoblení (%)	DI	SL	A	SA	SR	R
	SF	ČE						
V1 (4,0–4,3 m)	83,3	16,7	–	–	33,3	50	16,7	–
V1 (4,3–4,7 m)	83,9	4,8	6,5	4,8	72,2	19,7	6,1	–
HGM-1 (3,3–5,0 m)	70,8	21,6	4,9	2,7	19,5	48,8	29,3	4,9
V4 (1,8–2,2 m)	69,8	20,8	5,7	3,8	17,7	25,5	23,5	33,3

3,3–5,0 m) jsou hodnoceny společně. Největší zastižené klasty v hodnocených vzorcích tvořily angulární či subangulární klasty křemene (max. osa A – 4 cm), křemen-živcového agregátu (1 cm) nebo zvětřalého granitoidu (3 cm). Výrazné bylo především zastoupení bělavého, příp. čirého méně často našedlého křemene (31,1–81,3 %). Nejnižší procentuální zastoupení křemene bylo zjištěno právě ve vzorku s vysokým podílem zuhelnatělé rostlinné hmoty. V tomto vzorku bylo také zjištěno nejvyšší zastoupení zaoblených klastů. Analýza tvaru a zaoblení křemenných klastů je znázorněna v tabulce 2. Z tabulky je zřejmá výrazná role sférického tvaru zrna a poměrně velké rozdíly v jejich zaoblení. Až na jednu výjimku je patrné relativně nízké zaoblení zrn.

Velmi významné bylo zastoupení křemen-živcového agregátu (často se slídou), který byl většinou relativně čerstvého vzhledu. Výraznější role zvětrávání, příp. výraznější role diferencovaného fyzikálně-chemického zvětrávání, byla patrná jen u malého procenta těchto zrn. Zastoupení křemen-živcového agregátu v populaci psefitických zrn se pohybovala od 13,8 % do 52,7 %. Zrna mají obvykle sférický tvar (65,2–85,4 %), méně často tvar čepelovitý (10,0–21,6 %).

Zastoupení klastů ostatních hornin bylo v jednotlivých vzorcích velmi proměnlivé. Obvykle byla zjištěna určitá přítomnost hornin krystalinika, která obvykle představovala do 10 % spektra klastů. V jednom případě (vrt V4 vzorek 1,8–2,2 m) však představovala 27,1 %. Jednalo se především o klasty svorů, granitoidů a rul. Méně časté jsou klasty pegmatitu, kvarcitu či fylitu. Klasty granitoidů a rul jsou obvykle sférické, klasty svorů a fylitů často čepelovité. Pro klasty krystalinických hornin je obecně typické nízké zaoblení, klasty jsou obvykle angulární či subangulární. Pouze v případě jednoho vzorku (vrt V4 vzorek 1,8–2,2 m) byly také zjištěny klasty zaoblené a polozaoblené.

Velmi ojediněle a pouze ve dvou vzorcích byly zjištěny klasty sedimentárních hornin. Jednalo se především o nevápnitý šedý křemenný pískovec relativně hrubozrný. Jeho klasty byly sférické či diskovité a většinou zaoblené, příp. polozaoblené. V jednom vzorku byly dále zjištěny ojedinělé klasty světle šedého prachovce sférického tvaru, které byly jak ostrohranné tak polozaoblené.

V jednom případě (vrt V4 vzorek 1,8–2,2 m) byla rozpoznána přítomnost velmi hrubozrného pískovce až drobnozrného slepence s vápnitým tmelem. Klasty dosahovaly až 4 cm. Slepence měl podpurnou strukturu matrix. Jednotlivá zrna této horniny byla tvořena křemem, svorů, granitoidem a křemen-živcovým agregátem. Jednalo se buď o zbytky karbonátové zvětrávací kůry, příp. o karbonátový hardplan.

Interpretace:

Celkově lze konstatovat zdroj materiálu z intenzivně zvětralého krystalinika. Klasty jsou dominantně tvořeny vysoce odolným materiálem, což ukazuje na relativně vysokou minerální zralost. Zdrojem byly převážně okolní horniny (moldanubikum, jihlavský masiv). Část materiálu pochází nejspíše z původně mocného zvětralinového pláště, transport proběhl jen na krátkou vzdálenost. Takové

klasty si potom uchovaly „původní tvar zrn“ a vykazují nízké zaoblení. Petrografické složení odráží geologickou stavbu blízkého okolí. Klasty sedimentárních hornin lze spojit se starší výplní jihlavské brázdy (např. Maštera, Veselá 1997). Jejich přítomnost ukazuje na redepozici části materiálu. Podobně značné rozdíly v pestrosti spektra klastů, rozdíly v opracování a tvarech zrn ukazují na složitější sedimentární historii části studovaných sedimentů.

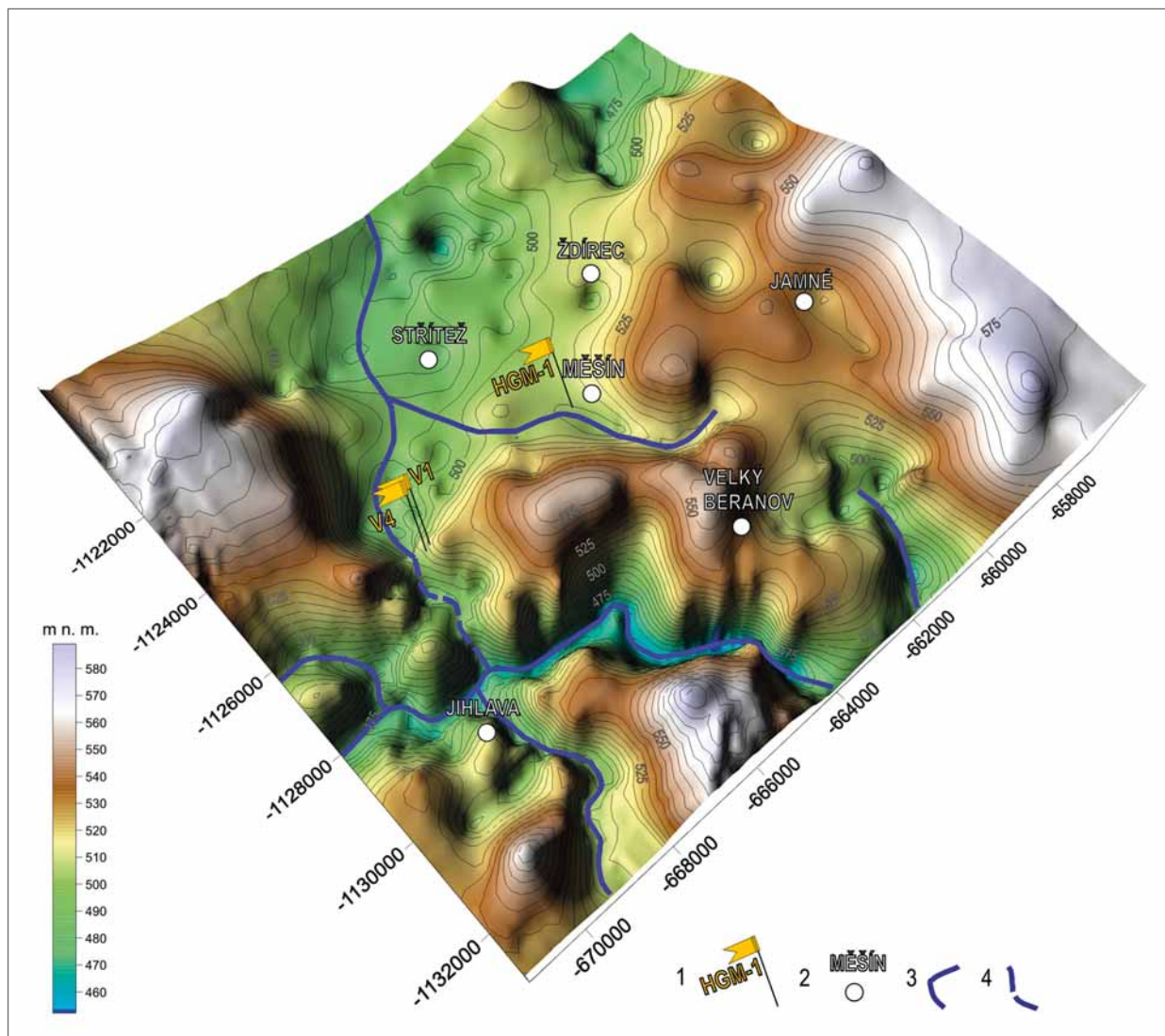
3. Gamaspktrometrie

Koncentrace draslíku se ve studovaných sedimentech pohybují v rozmezí 1,4–2,4 %, průměrná hodnota je 1,9 % (směrodatná odchylka 0,34). Zastoupení uranu se pohybuje v rozmezí 2,9–6,9 ppm s průměrnou hodnotou 4,1 ppm (směrodatná odchylka 1,10). Koncentrace thoria se pohybují v rozmezí 11,3–19,3 ppm s průměrnou hodnotou 14,0 ppm (směrodatná odchylka 2,76). Dle hodnocení Hesselbo (1996) se koncentrace draslíku pohybují od středních po vysoké, koncentrace uranu od nízkých po vysoké a koncentrace Th lze pak považovat za vysoké. Podíváme-li se detailněji na distribuci jednotlivých prvků, tak vzorky se středními koncentracemi K převažují nad vzorky s jeho vysokými hodnotami. V případě uranu naprosto dominují vzorky se středními koncentracemi. Vzorky s nízkými a vysokými koncentracemi U jsou ojedinělé. Celková radioaktivita SGR se pohybuje od 103,5 po 154,5 API. Průměrná hodnota SGR je 118,3 API a směrodatná odchylka 15,29. Hodnoty SGR lze považovat za vysoké (dle Hesselbo 1996).

Hodnoty poměru Th/K se pohybují v rozmezí 5,1–13,8 s průměrnou hodnotou 9,9 (směrodatná odchylka 2,71), jsou tedy relativně vysoké (dle Hesselbo 1996). Hodnoty poměru Th/U nabývají hodnot 2,7–5,1 s průměrem 3,6 (směrodatná odchylka 0,77), což ukazuje, že tyto poměry jsou nízké. Celkové koncentrace K vs. U a Th vs. K vykazují středně silnou negativní korelaci ($r = -0,548$ a $r = -0,418$). Koncentrace U vs. Th vykazují středně silnou pozitivní korelaci ($r = 0,574$). Hodnota celkové radioaktivity SGR vykazuje slabě negativní korelaci se zastoupením draslíku ($r = -0,252$), a relativně silnou pozitivní korelaci se zastoupením uranu ($r = 0,790$) a především thoria ($r = 0,892$).

Interpretace:

Korelace mezi hodnotou celkové radioaktivity SGR a koncentracemi Th a U ukazují, že hlavním nositelem přirozené radioaktivity jsou právě tyto prvky. Pozitivní korelace Th a U signalizuje společný zdroj signálu, kdežto negativní korelace těchto dvou prvků s K naznačuje, že původ signálu K je odlišný. Srovnání absolutních hodnot zastoupení přírodních radionuklidů sledovaných sedimentů a hodnot pro eluvium (vrt HGM-1) naznačuje, že sedimenty vykazují výrazně zvýšené hodnoty Th, nižší hodnoty K a prakticky identické hodnoty U. Zastoupení draslíku je také v sedimentech relativně nejméně variabilní. Snížené hodnoty K lze vysvětlit redukcí zastoupení slíd a živců v sedimentech a také nejspíše rozdílnou zrnitostí. Výrazně vyšší koncentrace Th s vyšší variabilitou, negativní korelace mezi Th a K ukazuje, že jednoduché vysvětlení spočívající ve vyšší koncentraci jílových



Obr. 6: Izoliniový model povrchu krystalinika. Legenda: 1 – studované vrty; 2 – město/obec; 3 – paleokoryto; 4 – deprese (možné paleokoryto).

Fig. 6: Isolines model of crystalline surface. Legend: 1 – studied drill holes; 2 – city/village; 3 – palaeochannel; 4 – depression (possible palaeochannel).

minerálů v sedimentech nelze využít. Lze uvažovat o rozdílné provenienci materiálu s částečně rozdílnými zvětrávacími i transportními procesy. Nízké hodnoty koncentrace U ve vzorku s výrazným zastoupením zuhelnatělé rostlinné hmoty indikují vazbu radioaktivních prvků pouze na minerální komponentu.

Průměrná hodnota celkové radioaktivity SGR je téměř shodná pro studované sedimenty a hodnocené eluvium. Poměr Th/U je považován za indikátor geochemických facií/oxidačně-redukčních podmínek (Myers, Wignall 1987; Doveton 1991) nebo dokonce depozičního prostředí (Adams, Weaver 1958). Zjištěné vyšší hodnoty tohoto poměru ukazují na převažující sedimentaci v oxidačních podmínkách.

Poměr Th/K bývá využíván jako indikátor minerálního složení klastů. Vysoká hodnota tohoto poměru (sensu Rider 1996) ukazuje na relativně vysokou koncentraci Th v hodnocených sedimentech, což lze spojit se zdrojovými horninami, případně depozičními procesy (např. Mange-Rajetzky 1995; Morton, Berge 1995; Morton,

Hurst 1995). Hodnoty poměru Th/U i Th/K jsou výrazně vyšší v hodnocených sedimentech než v eluviu. To poukazuje na odlišné geochemické podmínky, za nichž probíhalo zvětrávání a sedimentace a nejspíše potvrzuje přínos materiálu z několika zdrojů.

4. Model podloží

Z popisu vrtných profilů byl sestaven model povrchu krystalinika pro okolí Jihlavy (obr. 6). Cílem modelu bylo prokázat nebo vyvrátit jednotnost terciérních sedimentů z různých míst v okolí Jihlavy a zároveň potvrdit nesouvislost těchto sedimentů s badenskou sedimentací související s mořskou transgresí do oblasti karpatské předhlubně dále k V.

Z modelu povrchu krystalinika jsou patrné 2 deprese. První z nich se nachází v j. části modelu a představuje říční systém řeky Jihlavy.

Druhá deprese je situovaná v sz. části modelu, v blízkosti Havlíčkova Brodu a kopíruje linii jihlavské brázdy. V současné době odpovídá toku Zlatého potoka a říčce

Šlapance. Z modelu vyplývá, že existovalo pravděpodobně spojení korytovité deprese v linii jihlavské brázdy přes úzkou úžlabinu s říčním korytem řeky Jihlavy.

Interpretace:

Kenozoické sedimenty popisované v okolí Jihlavy jsou vázány na terénní deprese, ať už na prostor jihlavské brázdy nebo na různá koryta potoků. Jedním z těchto výskytů jsou štěrky a písky u Velkého Beranova kopírující částečně koryto Měšínského potoka. Z modelu vyplývá, že tyto sedimenty lze prostorově spojit se studovanými sedimenty ve vrtu HGM-1. Nachází se v bočním údolí, které ústí do korytovité deprese v linii jihlavské brázdy.

Studované sedimenty ve vrtech V1 a V4 v Bedřichově jsou situovány v prostoru osy jihlavské brázdy, která v těchto místech kopíruje koryto Zlatého potoka. Terciérní sedimenty v této lokalitě jsou tvořeny jíly a prachy a v menší míře i písky a štěrky.

Z modelu podloží je zřejmé, že obě lokality spolu prostorově nesouvisí. Každá se nachází v jiné korytovité depresi, které se poté spojují do jedné. Prostorová odlišnost hraje především důležitou roli v provenienci materiálu, která odráží geologické prostředí. Z modelu jsou patrná rozdílná depoziční prostředí jednotlivých depresí. Zatímco sedimenty v okolí Velkého Beranova a Měšína se nachází v širokém a mělkém korytu, tak sedimenty v prostoru jihlavské brázdy se usazovaly v úzké, místy až velmi hluboké depresi.

Diskuze

Hlavní výskyty terciérních sedimentů jsou v zájmovém prostoru nápadně protaženy ve směru SSV–JJZ, tedy ve shodě s tektonickými liniemi a představují reliktní výplň jihlavské brázdy na Vysočině. Tyto sedimenty se řadí k několika známým výskytům terciérních uloženin na Vysočině. Mocnost terciérních sedimentů v prostoru jihlavské brázdy se pohybuje od několika prvních metrů až po téměř tři desítky metrů. Největší mocnost terciérních sedimentů, necelých 25 m, byla zastížena vrtem M 147, který se nacházel přibližně 750 m sv. od studovaných vrtů V1 a V4. Hluboký vrt TB-1, který je situován 630 m z. od vrtů V1 a V4, prošel také přes více než 20 m mocné terciérní sedimenty. Dle archivních popisů v obou vrtech dominuje písčité a jílovité frakce nad štěrkovitou. Štěrkovitá frakce se především nachází přímo na povrchu podložního krystalinika. Jedná se většinou o vrstvu kolem 2 až 5 m, která pravděpodobně představuje reziduální štěrkovitou výplň říčního koryta či koryt (Maizels 1993). Tato štěrková vrstva byla dokumentována ve vrtech v Pávově (HV-2, HV-3, J-2, J-11 a N-48) a Bedřichově (S-2). Štěrkové vrstvy byly také zastíženy ve vrtech poblíž Velkého Beranova. Vrtem R-16, který se nachází asi 1 200 m jv. od vrtu HGM-1, byla zjištěna 10 m mocná vrstva štěrku s občasnými tenkými polohami písku a jílu. Dalšími vrty s mocnou štěrkovitou polohou v oblasti Velkého Beranova jsou např. vrty R-11, R-12 nebo VR-4. Naopak vrt VR-14 zastihl v nadloží krystalinika nejprve písčitou a jílovitou polohu a teprve potom polohu štěrku, to ukazuje, že mohlo docházet k migraci říčního koryta (Miall 1996). Písčité a jílovité sedimenty představují mimokorytové sedimenty

s širší detailní genezí, příp. až existenci těles se stojatou vodou, tj. jezer. V některých vrtech byly v sedimentárním profilu zaznamenány polohy organického materiálu. V oblasti Pávova Konzalová (1969) popisuje polohy organické hmoty ve vrtech M 148 a M 159. Poloha organické hmoty byla také zdokumentována vrtem VS-26 a vrtem VR-8 v oblasti Velkého Beranova. Přítomnost větších těles organické hmoty ukazuje na prostředí s klidnou sedimentací jemnozrnného materiálu ze suspenze a celkovou redukcí přínosu klastického materiálu. V prostoru výplavové plošiny mohou během vyššího stavu vody vzniknout tělesa stojaté vody, která mohou existovat i po delší dobu. V těchto jezerech se také může usazovat organický materiál. Konzalová (1969) spatřuje podobnost zjištěných sporopylových asociací z poloh organického materiálu s pliocenními sporopylovými asociacemi ledenického souvrství, které odpovídá podmínkám lakustrinního depozičního prostředí (Slánská 1974).

Z modelu podloží krystalinika vyplývá, že pravděpodobně existovaly minimálně dva prostorově oddělené říční systémy. Dochované pozůstatky prvního říčního koryta jsou patrné v prostoru Jihlavy a její okrajových částí Bedřichova a Pávova. Směr tohoto říčního systému byl s velkou pravděpodobností ve směru hlavních zlomových linií, tj. SSV–JJZ. Druhý říční systém byl situován v oblasti Velkého Beranova a Měšína. Průběh tohoto koryta byl pravděpodobně ve směru SZ–JV. Tyto říční systémy se spojily do jednoho koryta přibližně v prostoru, kde se dnes nachází obec Dobronín a jeho směr kopíroval linii jihlavské brázdy směrem k S. Také je z modelu podložního krystalinika patrné, že pravděpodobně existovalo spojení řeky Jihlavy s říčním systémem jihlavské brázdy přes úzkou úžlabinu, která se nacházela v místech dnešního rozvodí Jihlavy a Sázavy u Bedřichova. Není vyloučeno, že vznik úžlabiny může být spojen až s geologickými procesy v období kvartéru a v terciéru, kdy mohly existovat zcela oddělené říční systémy.

Je známo, že badenská transgrese pronikla daleko na Český masiv a badenské sedimenty jsou dokumentovány jednak v okolí Kralic nad Oslavou (Zágoršek et al. 2009), Moravských Budějovic (Nehyba, Hladilová 2004) nebo Lomnice u Tišnova (Holcová et al. 2015), avšak spojitost studovaných sedimentů Jihlavska s těmito sedimenty je nepravděpodobná. Lze připustit, že korytem řeky Jihlavy mohly částečně pronikat marinní vody do Českého masivu, ale ne v takové míře, aby ve studované oblasti mohl vzniknout záliv marinní pánve. Vlivem transgrese došlo pravděpodobně ke zvýšení hladin řek, prostorové změně říčních toků a s tím související změně proveniencie materiálu.

Materiál se do terénních depresí (včetně jihlavské brázdy) dostával splachy nebo krátkými říčními toky z okolních elevací. Přínos lokálního materiálu s nízkým stupněm opracování do sedimentačního prostoru jihlavské brázdy byl potvrzen petrografickým studiem. Naopak gamaspektrometrie ukazuje na rozdílný původ materiálu studovaných sedimentů a eluvia, což může ukazovat na redepozici starších sedimentů.

Závěr

Nové nálezy terciérních sedimentů byly objeveny během průzkumných prací ve vrtech HGM-1, V1 a V4. Jedná se o sedimenty rozvětveného říčního systému, který se nacházel v prostoru jihlavské brázdy. Depoziční prostředí těchto sedimentů je představováno říčními koryty, výplavovou plošinou, průvalovými sedimenty, mrtvými rameny a jezery. V prostoru říčních koryt se usazovaly šterky a hrubozrnné písky. Naopak mimo říční koryta sedimentoval jemnozrnný materiál. Materiál sedimentů pochází z lokálních zdrojů, především z moldanubika a jihlavského masivu, avšak část materiálu vykazuje znaky redepozice.

Poděkování

Autoři děkují za laskavé posouzení příspěvku Mgr. Janu Vítovi, Ph.D., a RNDr. Stanislavu Houzarovi, Ph.D. Velký dík patří také redakci časopisu.

Literatura

- Adams, J. A. S., Weaver, E. (1958). Thorium to uranium ratios as indicators of sedimentary process: example of concept of geochemical facies. – AAPG Bulletin, 42, 387–430.
- Bábek, O., Hilscherová, K., Nehyba, S., Zeman, J., Faměra, M., Franců, J., Holoubek, I., Machát, J., Klánová, J. (2008). Contamination history of suspended river sediments accumulated in oxbow lakes over the last 25 years. – Journal of Soils and Sediments, 8, 3, 165–176.
- Bílek, P., Rybařík, V. (1972). Rytířsko. Surovina: zeminy. – MS, Závěrečná zpráva, Geofond Praha.
- Burns, C. E., Mountney, N. P., Hodgson, D. M., Colomera, L. (2017). Anatomy and dimensions of fluvial crevasse-splay deposits: Examples from the Cretaceous Castlegate Sandstone and Neslen Formation, Utah, U.S.A. – Sedimentary Geology, 351, 21–35. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.02.003>
- Česká geologická služba (2019). Vrtná prozkoumanost. – Dostupné na: https://mapy.geology.cz/vrtna_prozkoumanost/, 7. 7. 2019
- Demek, J. (ed.) (1987). Zeměpisný lexikon ČSR – Hory a nížiny. – Academia. Praha. 584 s.
- Doveton, J. H. (1991). Lithofacies and geochemical facies profiles from nuclear wireline logs: new subsurface templates for sedimentary modelling. – In: Franseen, E. K., Watney, W. L., Kendall, C. J., Ross, W. (eds): Sedimentary modelling-computer simulations and methods for improved parameter definition. 101–110, Kansas Geological Society Bulletin, 233.
- Folk, R. L., Ward, W. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – Journal of Sedimentary Petrology, 27, 3–26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Freising, H. (1938). Miozäne Strandsande bei Iglau. – Firgenwald, 11, 154–155.

- Gulliford, A. R., Flint, S. S., Hodgson, D. M. (2017). Crevasse splay processes and deposits in an ancient distributive fluvial system: The Loir Beaufort Group, South Africa. – *Sedimentary Geology*, 358, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.06.005>
- Hesselbo, S. P. (1996). Stratigraphy, Cenozoic of the Atlantic margin, offshore New Jersey. – In: Mountain, G. S., Miller, K. G., Blum, P., Poag, C. W., Twichell, D. C. (eds): *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. 411–422, Scientific Results, 150.
- Hinterlechner, K. (1913). Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österreichisch-ungarischen Monarchie, NW-Gruppe 64, Iglau. – Geologischen Reichsanstalt.
- Hjellbakk, A. (1997). Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Segloden Member, Vanganger Peninsula, northern Norway. – *Sedimentary Geology*, 114, 131–161. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00075-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00075-4)
- Holcová, K., Brzobohatý, R., Kopecká, J., Nehyba, S. (2015). Reconstruction of the unusual Middle Miocene (Badenian) palaeo-environment of the Carpathian Foredeep (Lomnice/Tišnov denudational relict, Czech Republic). – *Geological Quarterly*, 59, 4, 654–678. <https://doi.org/10.7306/gq.1249>
- Hrádek, M. (1969). Geomorfologie a pokryvné útvary na Jihlavsku. – *Zprávy o geologických výzkumech v r. 1967*, 276–278.
- Cháb, J. red. (2007). *Geologická mapa České republiky 1 : 500 000*. – Česká geologická služba. Praha.
- Konzalová, M. (1969). Paleontologicko-stratigrafický výzkum sedimentů na Jihlavsku. – *Zprávy o geologických výzkumech v r. 1968*, 176–178.
- Koutek, J. (1971). Relikty třetihorních usazenin v širším okolí Třebíče. – *Sborník přírodovědeckého klubu západomoravského muzea v Třebíči*, 8, 37–46.
- Kukulak, J., Paulo, A., Kalicki, T. (2016). Lithology of lacustrine deposits in the Colca Valley. – *Journal of South American Earth Science*, 69, 152–170. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.03.008>
- Maizels, J. K. (1993). Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. *Sedimentary Geology*, 85, 299–325. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90090-R](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90090-R)
- Mange-Rajetzky, M. A. (1995). Subdivision and correlation of monotonous sandstone sequences using high-resolution heavy-mineral analysis, a case study: the Triassic of the Central Graben. – In: Dunay, R. E., Hailwood, E. A. (eds): *Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation*. 23–31, Geological Society, London, Special Publications, 89.
- Maštera, L., Veselá, M. (1997). Petrografická charakteristika kulmských (?) drob z jihlavské brázdy. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1996*, 69–70.
- Miall, A. D. (1989). Architectural elements and bounding surfaces in channelized clastics deposits: notes on comparisons between fluvial and turbidite systems. – In: Taira, A., Masuda, F. (eds): *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. 3–15, Terra Sci. Publ. Company.
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. – Springer Verlag. Berlin. 582 s.
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983). *Geologie ČSSR I. Český masív*. – SPN. Praha. 336 s.
- Morton, A. C., Berge, C. (1995). Heavy mineral suites in the Statfjord and Nansen Formations of the Brent Field, North Sea: a new tool for reservoir subdivision and correlation. – *Petroleum Geoscience*. 1, 355–364. <https://doi.org/10.1144/petgeo.1.4.355>
- Morton, A. C., Hurst, A. (1995). Correlation of sandstones using heavy minerals: an example from the Statfjord Formation of the Snorre Field, northern North Sea. – In: Dunay, R. E., Hailwood, E. A. (eds), *Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation*. 3–23, Geological Society, London, Special Publications, 89.
- Myers, K. J., Wignall, P. B. (1987). Understanding Jurassic organic-rich mudrocks—new concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. – In: Legget, J. K., Zuffa, G. G. (eds): *Marine clastic sedimentology*. 172–189, Graham and Trotman, London.
- Nehyba, S., Hladilová, Š. (2004). Relics of the most distal part of the Neogene foreland basin in SW Moravia. – *Bulletin of Geosciences*, 79, 2, 113–120.
- Nemec, W. (2005). Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses. – Institut for geovitenskap, Univ. Bergen. Bergen. 28 s.
- Nemec, W. (2009). What is a hyperconcentrated flow? – In: 27 IAS Meeting of Sedimentology, Alghero Italy, 20–23. September 2009. Abstract book. 267 s.
- Novák, V. (1943). Tvárnost Českomoravské vysočiny. – *Rozpravy České akademie věd a umění*, 52, 20, 101 s.
- Powers, M. C. (1982). Comparison chart for estimating roundness and sphericity. – *AGI Data Sheet* 18.
- Reading, H. G. (1996). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. – Blackwell Science. Oxford. 689 s.
- Rider, M. (1996). *The Geological Interpretation of Wireline Logs*. Whittles Publishing. Caithness. 280 s.
- Roberts, E. M. (2007). Facies architecture and depositional environments of the Upper Cretaceous Kaiuárowits Formation, southern Utah. – *Sedimentary Geology*, 197, 207–233. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.10.001>
- Slánská, J. (1974). Continental Cretaceous and Tertiary Sedimentation in the South Bohemian Basin. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 146, 3, 385–406.
- Sohn, Y. K., Rhee, C. W., Kim, B. C. (1999). Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, central Korea. – *Journal of Geology*, 107, 111–132. <https://doi.org/10.1086/314334>
- Stárková, M., Mrázová, Š., Sidorinová, T. (2015). Sedimenty permokarbonu v Kraskově (vrt KS-1) a jejich zdrojový materiál. – *Zprávy geologických výzkumech v r. 2014*, 25–29.
- Sýkora, L. (1949). Pokryvné útvary na Českomoravské vrchovině a jejich problémy. – *Sborník státního geologického ústavu*, 16, 189–212.
- Veselá, M. (1970): *Vysvětlivky k listu základní geologické mapy 1: 25 000 M-33-92-Ca, Smrčná*. – MS, vysvětlivky k mapě. Geofond. Praha.
- Veselá, M. (1976): *Jihlavská brázda ve vývoji geologické stavby v okolí Jihlavy*. – *Sborník geologických věd, Geologie*, 28, 189–202.
- Zágoršek, K., Holcová, K., Nehyba, S., Kroh, A., Hladilová, Š. (2009). The invertebrate fauna of the Middle Miocene (Lower Badenian) sediments of Kralice nad Oslavou (Central Paratethys, Moravian part of the Carpathian Foredeep). – *Bulletin of Geosciences*, 84, 3, 465–496. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1078>
- Zapletal, K. (1928): *Vývoj povrchových tvarů západní Moravy*. – *Příroda*, 20, 20–22.

Vliv říčního dřeva na morfologické a sedimentologické parametry koryta na příkladu meandrujícího toku Odry

Effect of instream wood on channel morphology and sedimentology: an example of the meandering Odra River

Václav Gurkovský✉, Tomáš Galia

Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta, Ostravská univerzita, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava-Slezská Ostrava

Key words:

instream wood, channel morphology, sediments, organic matter, the Odra River

✉ vaclav.gurkovsky@gmail.com

Editor:

Martin Ivanov

Abstract

Instream wood is a natural phenomenon that significantly influences a function of the fluvial system in forested river basins and represents a natural part of this system. However, the majority of these relations between instream wood and fluvial ecosystems were investigated in mountain streams or gravel-bed rivers and we are lacking field data from lowland meandering rivers. This study deals with the complex assessment of instream wood on morphology and sediment parameters including the content of organic material at spatially detailed scale of the selected bend of the Odra River. Within the site of interest (66.5 river km), 12 instream wood pieces were identified (length ≥ 1 m, diameter ≥ 10 cm). Their presence significantly affected river morphology, when they were the main initiator of pool formation. In total, 28 samples of surface bed sediments were collected from the thalweg, bars and lateral pool. In laboratory, samples were subjected to grain size analysis (sieving method) and loss on ignition (LOI) to obtain content of organic matter. The majority of bed sediment samples were coarse grained and these samples were located in the thalweg. The main component of these samples is gravel, often supplemented with admixtures of finer fractions. The analysis of data did not show the effect of instream wood on the deposition of organic matter in bed sediments. One of the reasons may be the presence of coarse grained material which generally contains a small amount of organic matter.

Úvod

Výsledky bezmála padesátiletého výzkumu zaměřeného na dřevní hmotu v říčních korytech nám poskytují základní informace o tom, jak se dřevo do vodního toku dostává (Piégay et al. 1999), jak je v něm transportováno (Curran 2010), jak může dřevo ovlivňovat hydrauliku (Curran, Wohl 2003), korytovou morfologii (Kail 2003; Magilligan et al. 2008), ale také sedimentologické parametry (Máčka, Krejčí 2010a; Osei et al. 2015), množství organické hmoty v sedimentech (Bilby, Ward 1991; Daniels 2006; Wohl, Scott 2017) či diverzitu organismů vázaných na vodní nebo břehové prostředí (Fausch, Northcote 1992). Ačkoli se můžeme opřít o dostatek relevantních zdrojů, stále se objevují mezery především ve schopnosti kvantitativně předpovídat vzájemné působení mezi dřevní hmotou a směrem proudění, chodem sedimentů nebo vodní biotou (Wohl 2017). Vůbec nejvíce probíraným tématem je vliv říčního dřeva na morfologii vodních toků především v horském prostředí a jeho předpolí, podstatně méně popsaná je pak funkce tohoto přírodního fenoménu v meandrujících tocích. Jak již bylo zmíněno, říční dřevo ovlivňuje širokou škálu parametrů a charakteristik vodního toku. Na základě dřívějších studií Greškové z let 2005 a 2007, rozdělili

Doporučená citace článku:

Gurkovský, V., Galia, T. (2019). Vliv říčního dřeva na morfologické a sedimentologické parametry koryta na příkladu meandrujícího toku Odry. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 34–39.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-34>

Máčka a Krejčí (2010b) ovlivněné aspekty do čtyř hlavních kategorií: a) hydraulika a hydrologie, kde říční dřevo vytváří nerovnosti a funguje jako drsnostní prvek v korytě, klade odpor a ovlivňuje směr proudění; b) morfologie, kdy říční dřevo ovlivňuje rychlost a intenzitu hloubkové a břehové eroze, má vliv na stabilitu břehů a na tvar příčného i podélného profilu, iniciuje tvorbu výmolů a náplavů; c) látkově-materiální bilance, kde v tomto smyslu říční dřevo zpomaluje chod dnových splavenin, zachytává drobný organický materiál a uvolňuje živiny; d) biologie, kdy díky říčnímu dřevu je zvýšená pestrost vodních biotopů a také druhová diverzita vodních organismů, říční dřevo vytváří proudové stíny a refugia pro ryby. V tocích s nižším sklonem může dřevo snížit nebo zvýšit stabilitu říčních břehů, nebo dát impuls k vzniku centrálních lavic a krátkých divočících úseků. Dřevo ve vodním toku může taktéž způsobit vznik povodňových koryt či vyvolat odškrvení meandru (Máčka, Krejčí 2010a).

Cílem této studie je komplexně zhodnotit vliv říčního dřeva na morfologii a parametry sedimentů, včetně obsahu organické hmoty, v jednom ze zákrutů řeky Odry. Výskyt říčního dřeva obecně zvyšuje heterogenitu prostředí, avšak tato problematika nebyla dosud uspokojivě ověřena na úrovni nížinných meandrujících toků. Předpokládali jsme, že stejně jako u koryt s vyšším gradientem bude mít říční dřevo vliv na jeho morfologické a sedimentologické parametry. Dále jsme chtěli ověřit, že v místech výskytu říčního dřeva budou pozorovány hodnoty s vyšším obsahem hrubé a jemné partikulované organické hmoty, což bylo dříve deklarováno v případě nížinného meandrujícího toku o malé ploše povodí ~50 km² (Daniels 2006) a rovněž nížinného potoka s variabilním podílem šterkové frakce (Osei et al. 2015).

Zájemový říční úsek

Zkoumaný úsek řeky Odry se nachází na katastrálním území obce Suchdol nad Odrou v Moravskoslezském kraji. Jde o meandrující úsek na říčním km 66,5 (GPS koordináty: N 49,64568 E 17,95851) (obr. 1) s příspěvkovou plochou povodí 587 km². Úsek se nachází uvnitř CHKO Poodří a spadá pod správu Povodí Odry. Průměrný

dlouhodobý průtok na stanici Bartošovice (říční km 50,4) je 6,75 m³/s. Z geologického hlediska leží studovaná lokalita na rozhraní dvou primárních geologických celků ČR a to Českého masivu a Vnějších Západních Karpat. Fundament tohoto území je terciérního založení, nicméně povrch je překryt kvartérními sedimenty (sprašové hlíny, glacifluviální a fluviální sedimenty). Na některých místech se vyskytují také glacigenní a glacilakustrinní sedimenty (Czudek 2001). Geomorfologicky náleží studovaný úsek do oblasti Západních Vněkarpatských sníženin, celku Moravské brány a podcelku Oderské brány (Demek, Mackovčín 2006). Dominantním morfologickým tvarem je samotné koryto řeky Odry, které si i přes lokální úpravy (obvykle pouze v blízkosti mostů) zachovalo charakter přirozeného nížinného toku. Točivost přilehlého úseku ke zkoumané lokalitě lze charakterizovat poměrně vysokou sinusoidou 1,9 odpovídající dobře vyvinutému meandrujícímu říčnímu vzoru. Ve sledovaném úseku se aktivní meandrování projevuje tvorbou břehových nátrží v nekonsolidovaných sedimentech nárazových břehů spojených s dodávkou říčního dřeva do toku. Šířka plného koryta se pohybuje v rozmezí 10–20 metrů v závislosti na poloze příčného profilu, kdy nižší hodnoty šířky jsou vázány především na přímé úseky mezi jednotlivými meandry. Hloubka plného koryta je opět značně variabilní vzhledem k výskytu relativně pravidelné sekvence brodů a tůní, kdy v rámci tůní může dosahovat až 3–4 metrů.

Metody

Terénní práce probíhaly ve dvou etapách, v červenci a říjnu roku 2017. V období mezi těmito měsíci nebyly zaznamenány žádné zvýšené průtoky, které by ovlivnily korytovou morfologii. Prvním krokem bylo geodetické zaměření lokality pomocí totální stanice Topcon GTS-233N. Zaměřena byla morfologie koryta a poloha jednotlivých kusů říčního dřeva. Byly zaznamenávány pouze velké kusy dřevní hmoty o délce ≥ 1 m a průměru kmene ≥ 10 cm (tzv. *LW*, z angl. *large wood*). U říčního dřeva byly zaznamenány jeho následující parametry: délka, tloušťka na jeho obou koncích a přítomnost kořenového balu. Délka byla měřena s použitím svinovacího metru s přesností



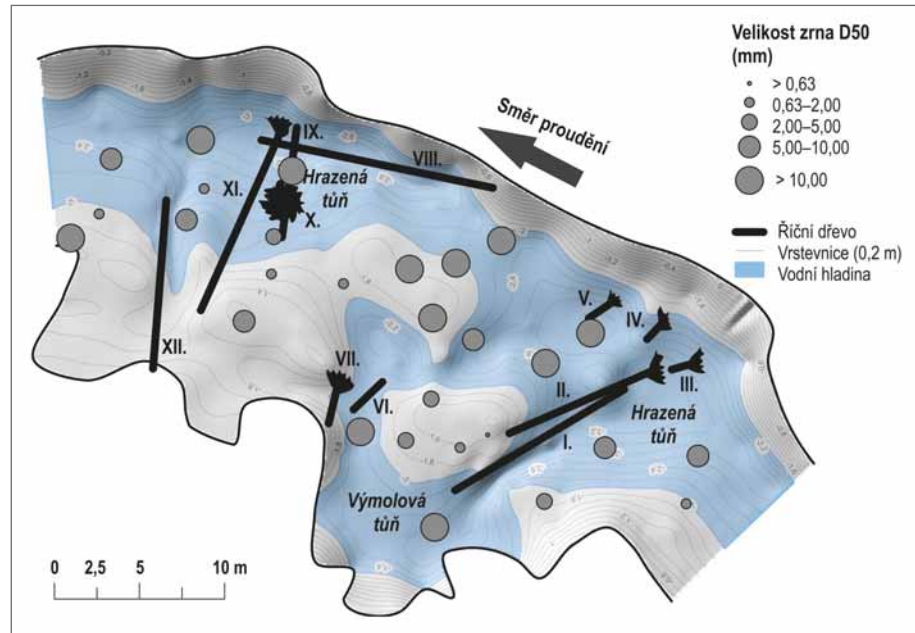
Obr. 1: Panoramatický snímek zájemové oblasti (v levé části snímku lze vidět zmiňovanou boční tůň, v pravé části například vývrát po viditelném antropogenním zásahu).

Fig. 1: Panoramic view of the area of interest (in the left part of photo a lateral pool is located, in the right part for example a wood is present with visible anthropogenic intervention).

± 10 cm, šířka s přesností ± 1 cm. Přesnost měření byla ovlivněna především polohou říčního dřeva, některé kusy byly jedním koncem ponořeny ve vodě nebo zasidmetovány, nicméně byla snaha měřit s co největší přesností. Následujícím krokem v terénu byl odběr korytových sedimentů. Vzorky byly odebírány z různých míst v rámci celého koryta s přítomností i nepřítomností struktur říčního dřeva. Pozice odběrů byly taktéž zaměřeny totální stanicí.

Z bodové sítě získané geodetickým měřením (hustota 0,4 bodů na 1 m²) byl v programu ArcGIS vytvořen hrubý výškový model říčního dna a břehů pomocí prostorové interpolace metodou „topo to raster“ s velikostí buňky 0,1 m. Aby byly tyto biologické struktury v mapových výstupech lépe identifikovatelné, byly jejich symbolické náčrtky dotvořeny v programu Inkscape. Z naměřených parametrů říčního dřeva byl vypočítán jeho objem. Tento výpočet probíhá aproximací kusu říčního dřeva na objekt komolého kuželu, podle vztahu: $V = 1/3 \pi h (R^2 + R*r + r^2)$, kde h značí výšku, R poloměr spodní podstavy, r poloměr horní podstavy.

V laboratoři granulometrie a sedimentologie na KFG OSU byly odebrané korytové sedimenty podrobeny postupně procesu sušení, síťování a žihání. Granulometrická analýza proběhla na granulometrické sestavě FRITSCH, kde byly vzorky podrobeny mokrému (doba prosevu 7 minut, amplituda rozkyvu 2 mm) a následně i suchému síťování (doba prosevu 1 minuta, amplituda rozkyvu 1 mm). U analyzovaných sedimentů byl v programu Gradistat (Blott, Pye 2001) vypočítán koeficient vytřídění $[\sigma]$ a průměrná velikost zrna $[M_z]$ (Folk, Ward 1957) v jednotkách phi $[\Phi]$. Pro koeficient vytřídění uvádíme rovněž šestistupňovou kvalitativní stupnici dle Folka a Warda (1957). Dalším sledovaným parametrem analyzovaných sedimentů bylo stanovení množství organické hmoty. Procentuální obsah organické hmoty ve vzorku se vypočte podle vztahu $m = ((m_1 - m_2)/m_1) * 100$, kde m_1 odpovídá hmotnosti před žiháním a m_2 hmotnosti po žihání. Vzorky byly při žihání vystaveny teplotě 550 °C. Byla provedena korelace mezi průměrnou velikostí zrna M_z a množstvím organické hmoty. Vzhledem k odlehlosti hodnot byl použit Spearmanův korelační koeficient, který představuje neparametrickou metodu, která při výpočtu využívá pořadí sledovaných veličin a nevyžaduje tedy normalitu dat.



Obr. 2: Vizualizace znázorňující prostorové rozložení D50 (zrnatost říčních sedimentů) v zájmové oblasti, poznámka: (vodní hladina při $Q = 0,7 \text{ m}^3/\text{s}$, arabská čísla označují identifikátory vzorků, římská čísla identifikátory jednotlivých kusů říčního dřeva).

Fig. 2: Visualization showing spatial distribution D50 (granularity of sedimentary grains) in the area of interest, note: (water level at $Q = 0.7 \text{ m}^3/\text{s}$, the arabic numbers indicate sample ID, the roman numbers indicate instream wood ID).

Výsledky

V zájmové oblasti bylo identifikováno 12 kusů říčního dřeva (viz římská čísla I–XII na obrázku 2). Přítomné byly jak celé vyvrácené kmeny (I, II, VIII, XI a XII), tak i pařezy po viditelném úřezu motorovou pilou, kořenový bal byl ovšem zachován (III, IV, V, VII a X). Topografie dna prokazuje, že říční dřevo výrazně ovlivňuje jeho morfologii. Říční dřevo se zachovaným kořenovým balem (II, III, X a XI) lze v zájmové lokalitě považovat za iniciátory tvorby dvou hrazených tůň. Jako velmi výrazný drsnostní prvek se ukázaly být vývraty dvou kusů říčního dřeva nacházející se nejvýše po proudu (I a II). Tyto vývraty způsobily pro proud vodního toku překážku, což zapříčinilo vychýlení proudnice a vytvoření výmolové boční tůně (obr. 2). Ta je však průtočná pouze za vyšších vodních stavů. Všechny tyto tři tůně tvořily cca 50% plochu aktivního koryta studovaného úseku, což poukazuje na jasný vliv dřevní hmoty na tvorbu zón pomalého proudění v předmětném úseku. V boční tůni byly lokalizovány také dva kusy říčního dřeva, z nichž jeden měl zachovaný kořenový bal (VI a VII). Vzhledem k jeho poloze a částečnému překrytí povodňovým materiálem se lze domnívat, že jde o alochtonní kus a byl tedy připlaven řekou z výše položených míst v povodí.

Průměrná velikost zrna, stupeň vytřídění a popis vytřídění jsou uvedeny v tabulce 1. Průměrná zrnatost $[M_z]$ odebraných vzorků se pohybovala od $-3,446$ do $5,034 \Phi$ (0,03–10,9 mm; hrubý prach až středně hrubý štěrk). Hlavní složkou vzorků je štěrk, ve velké většině doplněn o příměsi jemných frakcí (kal). Dalším sledovaným parametrem u jednotlivých vzorků byl stupeň vytřídění $[\sigma]$. Hodnoty vytřídění se pohybují v rozmezí od 0,088

Tab. 1: Základní sedimentologické charakteristiky odebraných korytových sedimentů a informace o obsahu organické hmoty (σI – vytríděnost, M_z – průměrná velikost zrna).
 Tab. 1: Basic sedimentological characteristics of sampled bed sediments and information on organic matter content (σI – sorting, M_z – mean grain size).

Označení vzorku v mapě	Průměrná velikost zrna M_z [Φ]	Vytríděnost σI	Popis vytríděnosti	Obsah organické hmoty [%]
1	-1,29	2,76	špatně	0,43
2	2,17	4,08	velmi špatně	0,42
3	-1,19	2,35	špatně	0,42
4	-1,23	2,42	špatně	0,34
5	-1,65	2,18	špatně	0,44
6	-2,24	2,03	špatně	0,39
7	-2,55	1,61	slabě	0,37
8	-2,96	1,02	slabě	0,52
9	-0,09	0,82	středně	0,48
10	-2,21	1,61	slabě	0,39
11	-0,59	2,65	špatně	0,41
12	-1,93	2,09	špatně	0,37
13	0,38	1,77	slabě	1,45
14	-2,58	1,57	slabě	0,41
15	5,03	5,07	velmi špatně	0,97
16	-2,07	2,39	špatně	0,29
17	-1,14	4,10	velmi špatně	1,03
18	-2,15	2,03	špatně	0,34
19	-0,82	4,09	velmi špatně	0,48
20	-0,58	1,67	slabě	1,83
21	-2,15	2,65	špatně	0,51
22	-2,85	1,56	slabě	0,49
23	-3,45	0,09	velmi dobře	0,44
24	-2,84	2,39	špatně	0,47
25	-1,31	2,81	špatně	0,44
26	-2,18	1,78	slabě	0,4
27	-1,4	3,79	špatně	0,46
28	-0,23	3,56	špatně	0,45

do 5,071. Převažují sedimenty špatně a velmi špatně vytríděné (18 vzorků) nad sedimenty slabě a středně vytríděnými (9 vzorků). Z odebraných 28 vzorků byl pouze jeden klasifikován jako velmi dobře vytríděný (vzorek č. 23, $\sigma I = 0,088$). Tento vzorek je zároveň nejhrubším vzorkem a nacházel se v peřejnatém úseku vodního toku, kde došlo k zúžení průtočného profilu. Pro zjednodušení prostorové vizualizace byly stanoveny velikostní třídy, dle kterých byly definovány mediány zrnitosti (D50) pro jednotlivé vzorky. Z této vizualizace (obr. 2) vyplývá, že odebrané vzorky sedimentů byly převážně hrubozrnného rázu. Z prostého porovnání hodnot D50 vyplývá, že hrubozrnnější frakce byly ukládány převážně v proudnici vodního toku a na přilehlých akumulacích formách, které bývají za vyššího vodního stavu pod hladinou. Podstatně jemnější sedimenty byly uloženy ve vyšších polohách akumulacích forem, hlavně na ostrůvku za prvními vývraty říčního dřeva (I a II).

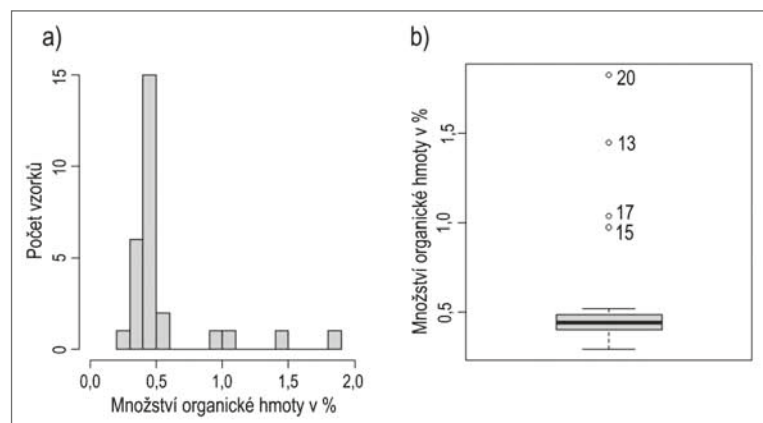
V odebraných korytových sedimentech se množství organické hmoty

pohybovalo v rozmezí 0,29–1,83%. Rozdělení četností vzorků podle obsahu organické hmoty vystihuje histogram (obr. 3a) z kterého vyplývá, že vyjma čtyř vzorků jsou hodnoty obsahu organické hmoty velmi obdobné. U vzorků s vysokou hodnotou (tj. vzorky 13, 15, 17 a 20, viz obr. 3b) mohl být součástí žíhaného materiálu organický opad (např. zbytky listů z okolních porostů) rozkládající se v boční tůni. Zajímavostí však je, že vzorek s vůbec nejnižším obsahem organické hmoty pochází také právě z boční tůně. Nicméně v rámci tůně jde o stále velmi malý rozdíl (0,74%). Na závěr byla hledána potenciální korelace mezi zrnitostí [M_z] a množstvím organické hmoty. Výsledná hodnota koeficientu $r_{sp} = 0,30$ značí střední závislost, ovšem korelace není signifikantní ($p = 0,125$).

Diskuze a závěr

Ze studia účinků říčního dřeva v zájmové oblasti vyplývá několik základních poznatků. Říční dřevo má zřetelný vliv na korytovou morfologii v zájmové oblasti. Jedná se především o erozní vliv, který se projevuje vznikem tůní pod vývraty jednotlivých kmenů v korytě, podobný efekt prezentuje i Kail (2003).

Ten připisuje vznik tůně už jedinému padlému kmenu. Dalším sledovaným jevem byl vznik boční tůně, v důsledku vychýlení proudnice vodního toku. Pokud zmiňujeme erozní vliv říčního dřeva, je na místě prezentovat také



Obr. 3: Rozložení četností vzorků podle množství organické hmoty ve formě a) histogramu, b) krabicového grafu, poznámka: (v krabicovém grafu jsou uvedeny všechny vzorky, odlehle hodnoty představují vzorky s vyšším obsahem organického materiálu).

Fig. 3: Distribution of sample frequencies according to the amount of organic matter in the form of a) histogram, b) boxplot, note: (all samples are shown in a boxplot, outliers are samples with higher organic material content).

myšlenku o protierozním vlivu. Ta tkví v protektivní funkci kmenu VIII, který se nachází u nárazového břehu a svou polohou tak může oddálit erozi konkávního břehu. Z obrázku 2 vyplývá, že nebyl prokázán jasný vztah mezi výskytem říčního dřeva a zrnitostí sedimentů, kdy i v tůních predisponovaných říčním dřevem se nacházel poměrně hrubý sediment. Je však možno se domnívat, že za kusy říčního dřeva I a II dochází k tvorbě proudového stínu za vyšších průtoků, což může podporovat sedimentaci jemnějších frakcí na ostrůvku mezi boční tůní a těmito kusy dřeva.

Očekávali jsme, že se nám povede formulovat závěr ohledně vztahu mezi průměrnou velikostí zrna a obsahem organické hmoty. Mezi těmito hodnotami sice byla sledována střední závislost, nicméně výsledek korelace není statisticky průkazný. Důvodem může být téměř homogenní obsah organického materiálu v sedimentech. Říční dřevo je označováno jako důležitý prvek při zadržování organické hmoty v korytových sedimentech (Bilby, Ward 1991; Daniels 2006; Wohl, Scott 2017). V meandrujícím toku s menšími rozměry koryta (9 m šířka a 1,5 m hloubka plného koryta) se nejvyšší hodnoty obsahu organické hmoty (až do 30 % podílu objemu na celkovém objemu sedimentů) vyskytovaly v těsné blízkosti struktur říčního dřeva a po jejich odstranění byl zaznamenán rapidní pokles retence organické partikulované hmoty v korytě (Daniels 2006). V naší zájmové lokalitě se přímý vztah mezi retencí partikulované organické hmoty a výskytem

říčního dřeva nepodařilo vysledovat, jelikož hodnoty obsahu organické hmoty byly variabilní napříč celým korytem. Jednalo se tak o lokální odchylky, kdy při odběru a následném žihání mohli být součástí vzorku např. zbytky listového opadu nebo jiný úlomek vegetace. Jedním z faktorů ovlivňující variabilitu těchto hodnot může být doba, po jakou je říční dřevo činné v korytě, tedy v jaké fázi rozkladu se dřevo nachází a po jakou dobu je v toku stabilním prvkem. Zde se domníváme (na základě studia archivních ortofoto snímků od ČÚZK), že se stromy vyvrátily do koryta během povodňové události v roce 2010. V druhém případě může hrát roli zrnitost substrátu. V lokalitě se nachází převážně hrubozrnný substrát, což nepředstavuje ideální matici k zachycení partikulované organické hmoty vzhledem k aerobnímu prostředí. Tuto druhou hypotézu podporují předchozí výzkumy vlivu nápečů říčního dřeva na ukládání partikulované organické hmoty v závislosti na zrnitosti korytových sedimentů, kdy byl zjištěn signifikantně nižší obsah organické hmoty u úseku nížinného potoka s převážujícím šterkovým substrátem v porovnání s úseky s dominantními jemnějšími frakcemi (Osei et al. 2015).

Poděkování

Autoři děkují recenzentům Pavlu Roštínskému a Zdeňku Máčkovi za jejich cenné připomínky, které pomohly zkvalitnit výsledný text. Studie byla podpořena interním grantem Ostravské univerzity (SGS02/PřF/2019-2020).

Literatura

- Bilby, R. E., Ward, J. W. (1991). Characteristics and function of large woody debris in streams draining old-growth, clear-cut, and second-growth forests in Southwestern Washington. – *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 48, 2499–2508. <https://doi.org/10.1139/f91-291>
- Blott, S. J., Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237–1248.
- Curran, J. H., Wohl, E. E. (2003). Large woody debris and flow resistance in step-pool channels, Cascade Range, Washington. – *Geomorphology*, 1-3, 51, 141–157. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00333-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00333-1)
- Curran, J. C. (2010). Mobility of large woody debris (LWD) jams in a low gradient channel. – *Geomorphology*, 116, 320–329. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.11.027>
- Czudek, T. (2001). Geomorfologický vývoj Oderské brány a Vítkovské vrchoviny. – In: Prášek, J. (ed.): Současný stav geomorfologických výzkumů. Sborník referátů z mezinárodního semináře konaného ve dnech 5.-7. dubna 2001. v Kružberku. Ostrava: Ostravská univerzita v Ostravě. 141 s. ISBN 80-7042-801-5
- Daniels, M. D. (2006). Distribution and dynamics of large woody debris and organic matter in a low-energy meandering stream. – *Geomorphology*, 3-4, 77, 286–298. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.011>
- Demek, J., Mackovčín, P. (2006). Zeměpisný lexikon ČR: Hory a nížiny. Brno: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, 582 s.
- Fausch, K. D., Northcote, T. G. (1992). Large Woody Debris and Salmonid Habitat in a Small Coastal British Columbia Stream. – *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 4, 49, 682–693. <https://doi.org/10.1139/f92-077>
- Folk, R. L., Ward, W. C. (1957). Brazos river bar significance grain size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Grešková, A. (2005). Zvyšky dreva v korytách riek: interakcie s korytovou morfológiou a fluvialnými procesmi. – *Geomorfológia Slovaca*, 5, 1, 21–33.
- Grešková, A. (2007). Využitie akumulácií zvyškov dreva (Large Woody Debris) při revitalizácii riečnych koryt. – In: Herber, V.: Fyzikogeografický sborník. Masarykova univerzita, Brno, 105–110.
- Kail, J. (2003). Influence of large woody debris on the morphology of six central European streams. – *Geomorphology*, 51, 207–223. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00337-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00337-9)
- Máčka, Z., Krejčí, L. (2010a). Morfologické a sedimentologické účinky říčního dřeva v korytě Černé Opavy. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 17, 69–75.
- Máčka, Z., Krejčí, L. (2010b). Výskyt dřevní hmoty v korytech vodních toků České republiky. – *Vodní hospodářství*, 2, 60, 33–35.
- Magilligan, F. J., Nislow, K. H., Fisher, G. B., Wright, J., Mackey, G., Laser, M. (2008). The geomorphic function and characteristics of large woody debris in low gradient rivers, coastal Maine, USA. – *Geomorphology*, 3-4, 97, 467–482. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.016>
- Osei, N. A., Gurnell, A. M., Harvey, G. L. (2015). The role of large wood in retaining fine sediment, organic matter and plant propagules in a small, single-thread forest river. – *Geomorphology*, 235, 77–87. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.031>
- Piégay, H., Thévenet, A., Citterio, A. (1999). Input, storage and distribution of large woody debris along a mountain river continuum, the Drôme River, France. – *CATENA*, 1, 35, 19–39.
- Wohl, E. (2017). Bridging the gaps: An overview of wood across time and space in diverse rivers. – *Geomorphology*, 279, 3–26. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.04.014>
- Wohl, E., Scott, D. N. (2017). Wood and sediment storage and dynamics in river corridors. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 5–23.

Petrografie xenolitů vyvřelých hornin v neovulkanitech z lomu Bučník u obce Komňa

Petrography of xenoliths of igneous rocks in neovolcanites from the quarry Bučník near the Komňa village

Michaela Hašková, Kamil Kropáč✉

Katedra geologie, PřF UP, 17. listopadu, 771 46 Olomouc

Key words:

Outer Western Carpathians, Flysch Belt, Magura Nappe, Bílé Karpaty Unit, neovolcanites, xenoliths

✉ kamil.kropac@upol.cz

Editor:

David Buriánek

Abstract

Neovolcanites from the Uherský Brod area sporadically enclose cm to dm large xenoliths of plutonic rocks. This paper focuses on characterization of xenoliths from the Bučník hill which are enclosed in trachyandesites by using classic petrographic methods. Based on mineral composition and textural features of main rock-forming minerals, the studied xenoliths can be classified as fine- to coarse-grained pyroxenic-amphibolic gabbros or diorites, respectively. They consist mainly of intermediate polysynthetically twinned plagioclase (andesine to labradorite; An_{44-55}) and yellow-brown pleochroic magnesiohastingsite to pargasite ($X_{Mg} = 0.64-0.75$; $Si = 6.09-6.29$ apfu; $Ti = 0.30-0.42$ apfu). Relicts of diopside ($X_{Mg} = 0.70-0.80$; $Ti = 0.01-0.03$ apfu; $Na = 0.03-0.04$ apfu), brown strongly pleochroic phlogopite leaflets ($X_{Mg} = 0.58-0.65$; $Si = 5.51-5.60$), apatite columns (predominantly fluorapatite; $F = 0.43-0.77$ apfu) and K-feldspar ($Ab_{16-17}Or_{82-84}An_{00-01}$) grains are less frequent. Amphiboles sporadically enclose round or tabular inclusions of labradorite to bytownite (An_{64-72}) and subhedral olivine (Fo_{64}). Xenoliths are similarly to host trachyandesites affected by superimposed hydrothermal alteration. Secondary minerals represent acid plagioclase (An_{05-10}), chlorites (clinocllore; $X_{Mg} = 0.55-0.67$; $Si = 3.13-3.29$ apfu), carbonates (calcite and siderite), Ti-minerals (ilmenite, rutile and titanite), sulphides (pyrite and chalcopyrite) and less frequently quartz. The genetic affinity of xenoliths and the host neovolcanites is evidenced by the similarity in mineral composition and whole-rock chemistry. Xenoliths can be interpreted either as material from deeper parts of the magma chamber, or more probably as crystal cumulates (i.e. equivalents of cumulate gabbros).

Doporučená citace článku:

Hašková, M., Kropáč, K. (2019). Petrografie xenolitů vyvřelých hornin v neovulkanitech z lomu Bučník u obce Komňa. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 40–48.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-40>

Úvod

Xenolity vyvřelých hornin v alkalických neovulkanitech Uherskobrodská představují jedinečný materiál, jehož studiem lze přispět k porozumění magmatických procesů v oblasti. Základy výzkumu xenolitů ve vyvřelinách Uherskobrodská položily práce Krystka (1955, 1958), který popsal různé typy xenolitů hlubinných a žilných hornin lišících se stavbou a relativním zastoupením hlavních horninotvorných minerálů. První podrobnější studii představuje až práce Haškové (2018), opírající se zejména o EDX analýzy minerálů a zhodnocení celkového chemismu xenolitů a hostitelských trachyandezitů z lomu Bučník. Přes velký přínos zmíněného díla nemohly být některé otázky s ohledem na limity EDX analýzy zodpovězeny. Tato práce navazuje na zjištění Haškové (2018) a prezentuje nová data chemismu minerální asociace xenolitů a hostitelských hornin a nové interpretace.

Geologická situace

Sedimentární horniny odkryté lomem Bučník u obce Komňa náleží z regionálně-geologického hlediska k vlárskému vývoji bělokarpatské jednotky, která je součástí magurské skupiny příkrovů flyšového pásma Vnějších Západních Karpat (Stráník et al. 1993). Vlárský vývoj buduje zejména horské oblasti Bílých Karpat a má menší stratigrafický rozsah než hlucký vývoj (barrem až střední eocén), který představuje část bělokarpatské jednotky na západ od nezdenického zlomu. Sedimentace ve vlárském vývoji započala na konci spodní křídly (alb) a prakticky až do konce svrchní křídly si udržela jednotný charakter. Usazovaly se zde zelené a červené nevápnité jílovce a jemnozrnné laminované pískovce kauberského souvrství. Koncem campanu se začínají ukládat i drobně až středně zrnité pískovce s vysokým podílem karbonátů a siltové jílovce javorinského souvrství. Tento trend pokračoval až do spodního paleocénu (dan), v jehož průběhu postupně převládá středně rytmická flyšová sedimentace šedých vápnitých jílovců a modrošedých pískovců svodnického souvrství. K ukončení sedimentace ve vlárském vývoji došlo ve spodním eocénu (Stráník et al. 1993, 1996; Švábenická et al. 1997). Celá sedimentární sekvence byla následně vyvrásněna a přesunuta v rámci helvétské fáze alpínské orogeneze v oligocénu. Finální podobu příkrovu dotvořily pohyby během sávské a štýrské fáze v miocénu. Vrásová struktura flyše byla narušena podélnými a příčnými zlomy, které posloužily jako přívodní dráhy magmatu. Nejvýznamnější příčnou strukturu v oblasti představuje nezdenický zlomový systém, který kopíruje poruchy brunovistulika v podloží (Stráník et al. 1993; Picha et al. 2006; Krejčí, Poul 2010; Hrouda et al. 2015).

Neoidní alkalické vulkanity vystupují na povrch podél nezdenického zlomu v bělokarpatské a bystrické jednotce a poblíž jejich společného styku a kontaktu s jednotkou račanskou (obr. 1). Z chemického hlediska

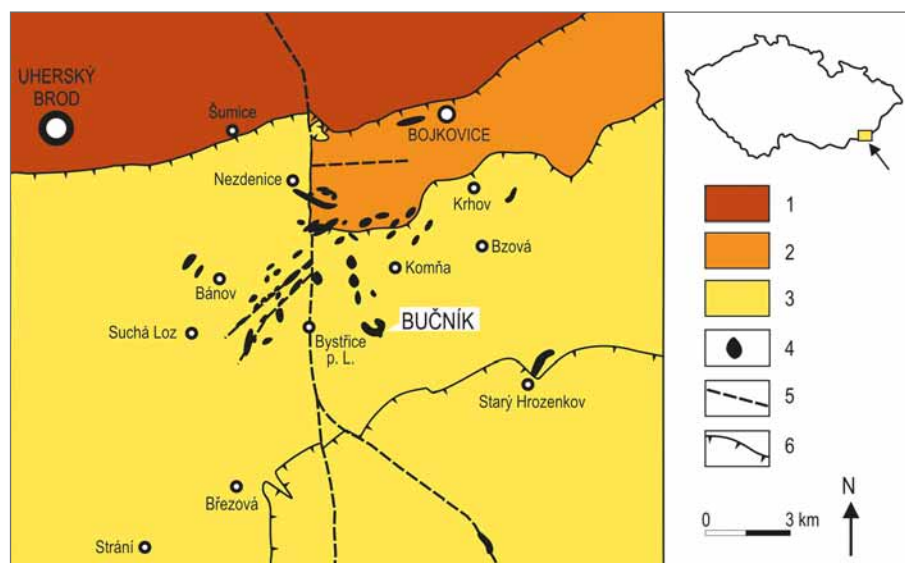
lze tyto horniny klasifikovat jako bazalty, trachybazalty, bazaltické trachyandezity, trachyandezity a trachyty až trachydacity (Shrbený 1974; Krejčí ed. 1990; Adamová et al. 1995; Fediuk, Gürtlerová 2006; Nejbart et al. 2012; Hrouda et al. 2015; Hašková 2018; Buriánek, Kropáč 2019). Stáří neovulkanitů odpovídá na základě radiometrického datování K/Ar metodou střednímu badenu až spodnímu sarmatu. Přichystal et al. (1998) určili stáří na $14,8 \pm 0,4$ My (metodou stanovení obsahu ^{40}Ar izotopovým ředěním), respektive na $13,5 \pm 0,4$ My (volumetricky). Následné datování Pécskaye et al. (2002) poskytlo srovnatelné výsledky $14,76 \pm 1,18$ až $13,36 \pm 0,53$ My.

Na vrcholu Bučníku je třítázovým lomem odkryto subvulkanické těleso cedrového lakolitu, které proniká v podobě pravých a ložních žil s vrtně ověřenou neprvou mocností 63,8 m (Adamová et al. 1995) do flyšových sedimentů. Žíly jsou tvořeny převážně pyroxenicko-amfibolickým trachyandezitem, přítomny jsou i světlejší typy odpovídající trachytu až trachydacitu. Tyto horniny jsou obvykle postiženy středně silnou až silnou hydrotermální přeměnou (propylitizací) a zvětváváním rychle mění barvu z šedobílé na světle oranžovou (Krystek 1955; Přichystal 1993; Hrouda et al. 2015; Ulmanová 2015; Štrublíková 2015; Hašková 2018). Z výzkumů fluidních inkluzí v hydrotermálních mineralizacích na lokalitě vyplývá, že alteraci způsobily jednak nízkosalinní hydrotermální roztoky obsahující chloridy Na, popř. K a Mg, jednak středněsalinní až vysokosalinní hydrotermální roztoky s chloridy Na a Ca. Zdrojem nízkosalinních roztoků byla pravděpodobně mořská nebo diagenetická voda, která se mísila s vodou meteorickou. Středněsalinní až vysokosalinní roztoky byly interpretovány jako magmatické solanky či fluida zahuštěná o soli uvolněné hydratačními reakcemi při přeměně živců a tmavých minerálů v trachyandezitech (Ulmanová 2015). Okolní sedimenty představují jemnozrnné až středně zrnité modrošedé pís-

kovce a jílovce svodnického souvrství, které se v okolí intruze tepelně přeměnily na porcelanit (Adamová et al. 1995; Hrouda et al. 2015).

Metodika

Petrografickému studiu bylo podrobena celkem 14 vzorků xenolitů a okolních subvulkanitů (vzorky odebrány v lomě Bučník na první etáži z jz. stěny a na druhé etáži z jjz. stěny). Obsahy minerálů ve vzorcích byly určeny na základě planimetrické analýzy výbrusů (průměr ze 7 vzorků, v každém 1 500–2 000 bodů). Pro analýzy chemismu minerálů byly vybrány strukturně odlišné typy xenolitů a hostitelské neovulkanity



Obr. 1: Geologická pozice lokality Bučník v rámci magurské skupiny příkrovů. 1 – račanská jednotka; 2 – bystrická jednotka; 3 – bělokarpatská jednotka; 4 – subvulkanické horniny; 5 – hlavní zlom; 6 – ověřený násun.

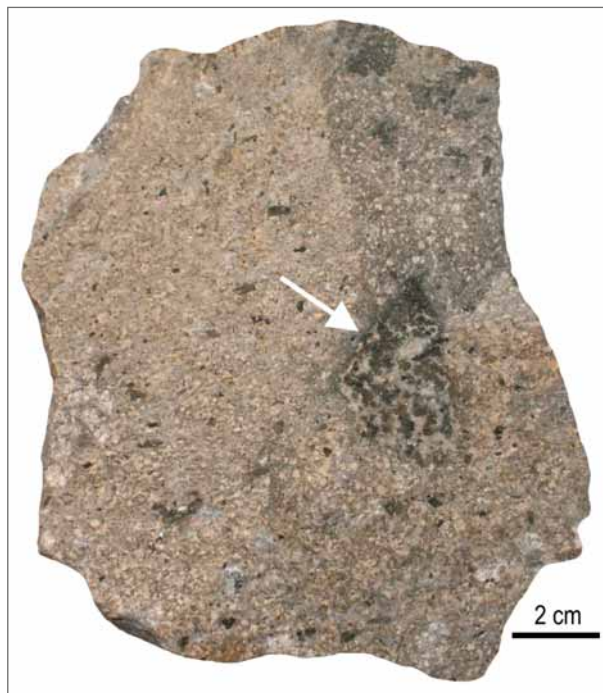
Fig. 1: Geological position of the Bučník site in the Magura Nappe. 1 – Rača Unit; 2 – Bystrica Unit; 3 – Bílé Karpaty Unit; 4 – subvolcanic rocks; 5 – main fault; 6 – verified thrust.

odpovídající trachyandezitu. Vlastní analýzy byly provedeny na elektronové mikroskopě Cameca SX-100 na Společném pracovišti elektronové mikrosondy a mikroanalýzy ÚGV PřF MU Brno a České geologické služby (analytici dr. Petr Gadas a Mgr. Jakub Haifler) za následujících podmínek: vlnově disperzní mód (WDX), urychlovací napětí 15 kV, proud elektronového svazku 10 nA a průměr svazku 5–7 μm . Při analýze silikátů byly použity následující standardy: albit (Na), sanidin (Si, Al, K), fluorapatit (P), olivín (Mg), wollastonit (Ca), SrSO_4 (Sr), baryt (Ba), ScVO_4 (Sc), titanit (Ti), chromit (Cr), almandin (Fe), spessartin (Mn), Ni_2SiO_4 (Ni), gahnit (Zn), vanadinit (Pb, V, Cl) a topaz (F). Apatit byl analyzován za využití standardů: albit (Na), andalusit (Si), fluorapatit (P), wollastonit (Ca), SrSO_4 (Sr, S), anatas (Ti), almandin (Fe), Mn_2SiO_4 (Mn), lammerit (As), YAG (Y), LaPO_4 (La), CePO_4 (Ce), PrPO_4 (Pr), NdPO_4 (Nd), $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ (Th), uran (U), topaz (F) a vanadinit (Cl). Naměřené hodnoty P, Sc, Cr, Ni, Zn, Sr a Pb u silikátů a Ti, Th, U, Y, Pr, As a Sr u apatitu byly pod mezí stanovitelnosti. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou, Pichoir 1985). Empirické vzorce minerálů byly přepočítány na následující počty kyslíků ve vzorcové jednotce: olivín (4), pyroxeny (6), amfiboly (23), biotit (22), chlorit (14), živce (8), karbonáty (3), ilmenit (3), rutil (2). Fe^{3+} bylo dopočteno podle stechiometrie, v případě titanitu, pyroxenu a allanitu s pomocí normalizace na sumu 3, 4 a 8 kationtů ve vzorci. Amfiboly byly vyhodnoceny podle klasifikace Leakeho et al. (1997). Empirické vzorce amfibolů a trojmocné železo byly počítány metodou 13eCNK (Schumacher 1996). Pyroxeny byly klasifikovány podle Morimota et al. (1988). Pro biotity byla použita klasifikace Riedera et al. (1998) a pro chlority Baylisse (1975). Empirické vzorce apatitu byly normalizovány na sumu 13 aniontů ve vzorcové jednotce.

Výsledky

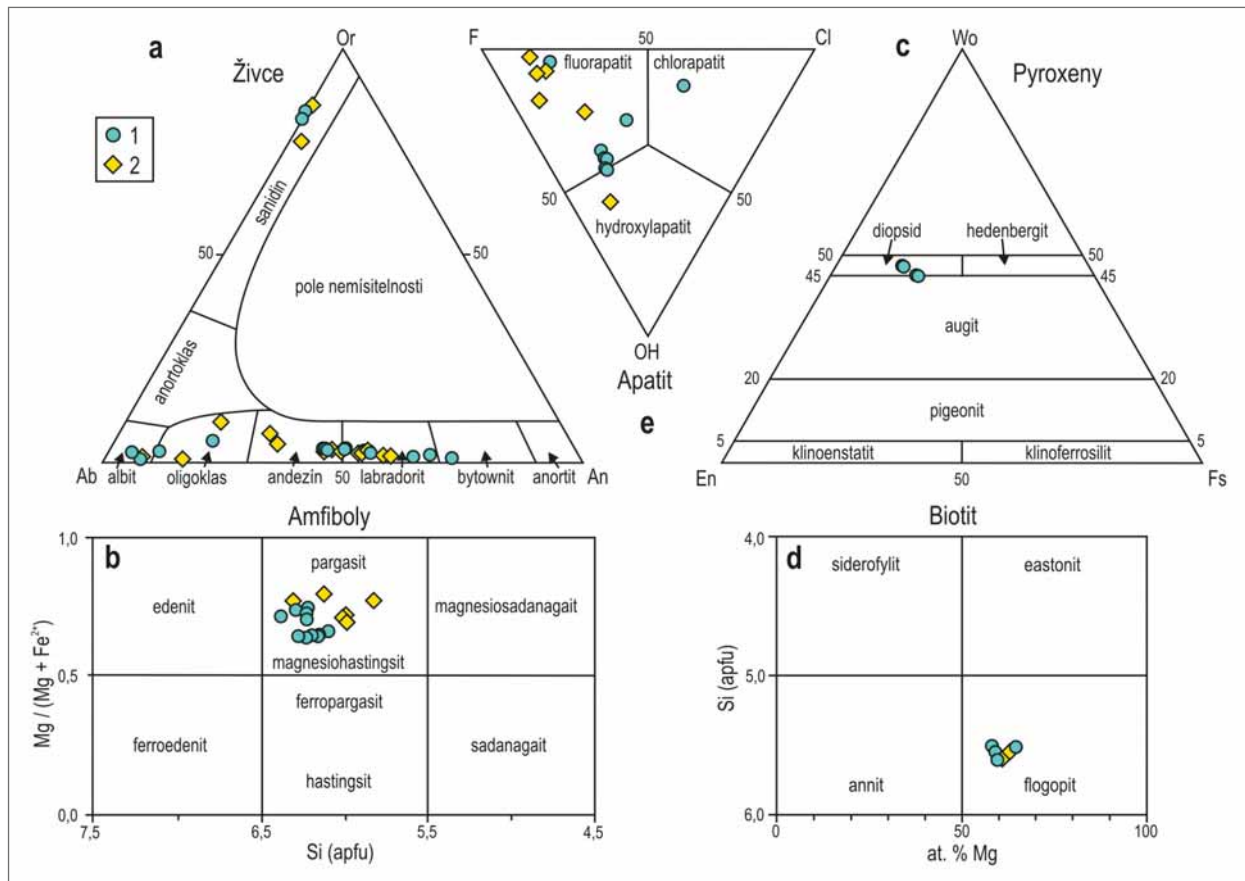
Petrografie xenolitů

Studované xenolity tvoří v neovulkanitech nápadné enklávy nepravidelného tvaru s velikostí v řádu cm až prvních dm (obr. 2), které se od hostitelských hornin výrazně liší svou stavbou. Xenolity jsou především hrubozrnné, méně pak středně zrnité (výjimečně byly nalezeny i drobnozrnné až jemnozrnné typy). Textura xenolitů je všesměrně zrnitá a kompaktní. Jejich struktura je holokrystalická, stejnoměrně zrnitá a gabrově zrnitá s přechody do poikilitické. Nejhojněji jsou v xenolitech zastoupeny makroskopicky šedobílé až bílé živce (~40–55 obj. %). Primární magmatický plagioklas vytváří převážně hypautomorfně omezené, dokonale štěpné, tlusté tabulky o velikosti až 4 mm s četnými prasklinami a slabými projevy argilitizace. Při pozorování se zasunutým analyzátozem vykazují tabulky nízký dvojlom a polysyntetické dvojčatění. Plagioklasy odpovídají chemickým složením andezínu až labradoritu (An_{44-55} , obr. 3a, tab. 1) a většinou vykazují slabou normální růstovou zonálnost (střed mírně bazičtější než okraj). Ve vzorcích se vzácně vyskytují také plagioklasy s výrazně vyšší bazicitou (labradorit až bytownit; An_{64-72} , obr. 3a, tab. 1) v podobě drobných okrouhlých nebo lištovitých inkluzí v amfibolech (obr. 4a)



Obr. 2: Hrubozrnný xenolit v propylitizovaném trachyandezitu.
Fig. 2: Coarse-grained xenolith in propylitised trachyandesite.

a nepravidelná zrna K-živce ($\text{Ab}_{13-20}\text{Or}_{77-86}\text{An}_{01-03}$). Tmavé minerály jsou reprezentovány zejména právě amfibolem (~20–30 obj. %), který tvoří černé sloupce o velikosti až 3,5 mm nebo nepravidelná zrna s hypautomorfním až xenomorfním omezením a dobrou štěpností podle {110}. Na okrajích a trhlinách zrn se projevuje v různém stupni chloritizace. Ve výbrusu jsou amfiboly silně pleochroické (ve směru X – světle žlutohnědá, Y – tmavě žlutohnědá, Z – hnědočervená), se středním dvojlomem a bez patrné zonálnosti. Svým chemismem odpovídají magnezio-hastingsitu, výjimečně pargasitu ($X_{\text{Mg}} = 0,64-0,75$; Si = 6,09–6,29 apfu; Ti = 0,30–0,42 apfu; K+Na = 0,79–0,97 apfu; obr. 3b, tab. 2). Amfiboly uzavírají mimo výše zmíněných intermediárních až bazických plagioklasů inkluze olivínu, pyroxen, apatit a opakní zrna. Olivín byl pozorován pouze v jediném případě v anomálně mafické partii xenolitu. Inkluze má podobu hypautomorfně omezeného krátkého sloupce či tlusté tabulky o délce 25 μm s obsahem forsteritové komponenty 64 mol. % (tab. 2). Pyroxeny jsou v hornině přítomny v objemu do ~8 obj. % ve formě silně přeměněných xenomorfních reliktních obklopených amfibolem. Barva reliktních je v rovinně polarizovaném světle krémově bílá, nazelenalá až světle hnědá, bez zřetelného pleochroismu, po zasunutí analyzátozem lze pozorovat střední či nízký dvojlom. Chemické složení pyroxenů odpovídá diopsidu, případně spočívá na pomezí diopsidu a augitu ($X_{\text{Mg}} = 0,70-0,80$; Ti = 0,01–0,03 apfu; Na = 0,03–0,04 apfu; obr. 3c, 4b, tab. 2). Z primárních fylosilikátů obsahují xenolity malé množství biotitu (do 2 obj. %). Biotit tvoří hypautomorfně omezené tabulky se silným pleochroismem ve směru X – světle žlutohnědá, Y / Z – tmavě hnědá, které mnohdy uzavírají opakní minerály. Z hlediska chemického složení se jedná o flogopit ($X_{\text{Mg}} = 0,58-0,65$; Si = 5,51–5,60; obr. 3d,



Obr. 3: Klasifikační diagramy znázorňující chemické složení (a) živců, (b) amfibolů, (c) pyroxenů, (d) biotitu a (e) apatitu ze studovaných (1) xenolitů a (2) hostitelských trachyandezitů.

Fig. 3: Classification plots with chemical composition of (a) feldspars, (b) amphiboles, (c) pyroxenes, (d) biotite and (e) apatite from studied (1) xenoliths and host (2) trachyandesites.

Tab. 1: Reprezentativní analýzy chemického složení primárních živců ze studovaných xenolitů (XE) a trachyandezitů (TA).
Tab. 1: Representative compositions of primary feldspars from studied xenoliths (XE) and trachyandesites (TA).

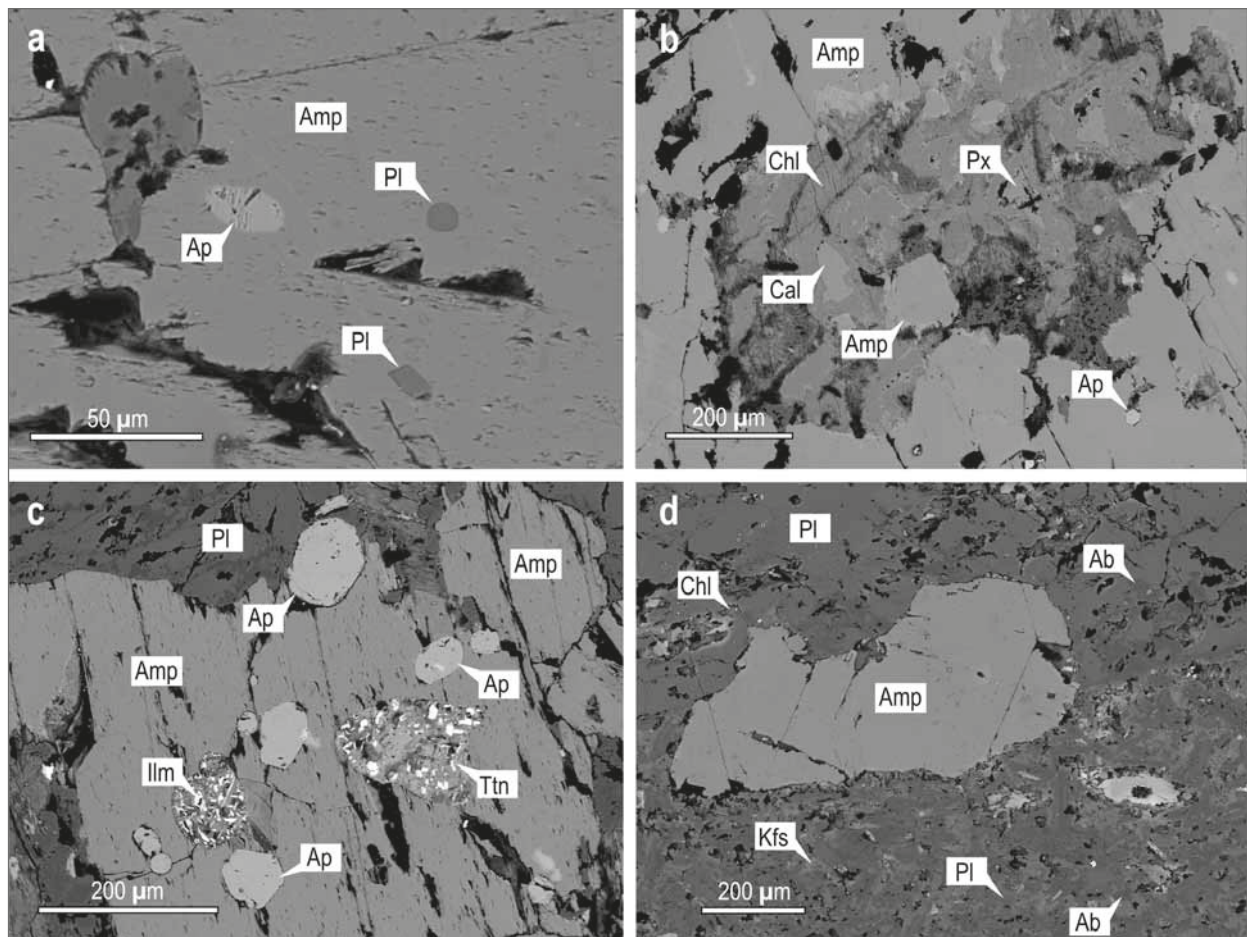
Vz./an.	XE/XX	XE/YY	XE/ZZ	XE/22	XE/46	XE/47	TA/3	TA/4	TA/16
Mínérál	labradorit	bytownit	labradorit	labradorit	labradorit	andezín	labradorit	andezín	andezín
Popis	inkluze	inkluze	inkluze	lišta	lišta stř.	lišta okr.	fen. stř.	fen. okr.	zk. hm.
SiO ₂	52,71	49,75	50,23	53,80	54,31	56,05	55,71	56,93	59,92
Al ₂ O ₃	29,59	31,04	27,36	27,76	27,61	26,24	27,37	26,84	24,54
Fe ₂ O ₃	0,79	1,05	3,29	0,56	0,37	0,36	0,40	0,41	0,45
CaO	12,91	15,11	13,40	11,31	11,04	9,49	10,66	9,65	7,14
SrO	0,18	0,18	0,20	0,19	0,24	0,20	0,18	0,20	0,10
BaO	dl	dl	dl	dl	dl	dl	dl	dl	0,09
Na ₂ O	3,87	3,11	3,41	4,90	5,06	6,22	5,18	5,87	7,09
K ₂ O	0,18	0,13	0,27	0,32	0,46	0,57	0,34	0,52	0,75
Suma	100,23	100,37	98,17	98,85	99,11	99,13	99,85	100,41	100,08
Si	2,390	2,275	2,357	2,466	2,482	2,554	2,518	2,555	2,681
Al	1,581	1,673	1,513	1,500	1,487	1,409	1,458	1,420	1,294
Fe ³⁺	0,027	0,036	0,116	0,019	0,013	0,012	0,014	0,014	0,015
Ca	0,627	0,741	0,674	0,556	0,541	0,463	0,516	0,464	0,342
Sr	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,003
Ba	dl	dl	dl	dl	dl	dl	dl	dl	0,002
Na	0,340	0,275	0,310	0,436	0,449	0,549	0,454	0,511	0,615
K	0,011	0,008	0,016	0,019	0,027	0,033	0,020	0,030	0,043
Σ kat.	4,981	5,012	4,992	5,001	5,005	5,026	4,983	4,999	4,994
Ab	34,8	26,9	31,0	43,1	44,1	52,5	45,9	50,9	61,5
Or	1,1	0,7	1,6	1,9	2,7	3,2	2,0	2,9	4,3
An	64,1	72,3	67,4	55,0	53,2	44,3	52,1	46,2	34,2

*dl – pod mezí detekce, obsahy P₂O₅ a PbO pod mezí detekce přístroje

tab. 2). Asociaci primárních minerálů v xenolitu doplňuje apatit, jenž je obvykle přítomen ve vedlejším množství (1–7 obj. %). Tvoří protáhlé automorfní sloupce o délce až 0,35 mm, které bývají často uzavřeny v amfibolu (obr. 4c). Svým chemismem odpovídá především fluorapatitu ($F = 0,43–0,77$ apfu), výjimečně byl zjištěn i hydroxylapatit a chlorapatit (obr. 3e, tab. 3).

Hydrotermální alterace se různou měrou projevuje ve všech studovaných vzorcích xenolitů. Mezi tabulkami primárního andezínu a labradoritu a na trhlinách se objevuje novotvořený kyselý plagioklas ($An_{0,5–10}$) a ve více alterovaných vzorcích akcesoricky i křemen. Z dalších přeměn jsou přítomny chloritizace a karbonatizace, které z tmavých minerálů postihují nejsilněji pyroxen (částečně až úplné pseudomorfózy). Chlorit je nejběžnější sekundární minerál v hornině (10–20 obj. %). Ve výbrusu tvoří šupinky a lupenité agregáty zelené barvy, které vykazují nízký dvojlom a místy anomální interferenční barvy (levandulově modrou nebo olivově zelenou). Chlority

studované z hlediska chemického složení odpovídají kličloru ($X_{Mg} = 0,55–0,67$; $Si = 3,13–3,29$ apfu). Obsah karbonátů v xenolitech se pohybuje v rozmezí ~0,5–2,5 obj. %, tvoří žilky a podobně jako chlority zatlačují primární mafické minerály, především pyroxen. V mikroskopických preparátech lze pozorovat nepravidelná xenomorfně omezená zrna s dokonalou štěpností dle romboedru a vysokým dvojlomem. Jedná se převážně o kalcit: ($Ca/(Ca+Fe+Mn+Mg) = 0,84–0,99$), avšak v pseudomorfózách po pyroxenu byl zaznamenán i siderit ($Fe/(Fe+Mn+Mg+Ca) = 0,81$). Kromě chloritu a karbonátů lze v pseudomorfózách pozorovat hypautomorfní až xenomorfní lišty ilmenitu s 3–14 mol. % pyrofanitové komponenty, který je nahrazován rutilem a titanitem (obr. 4c) s mírně zvýšenými obsahy Nb (rutil obsahuje až 4,8 hm. % Nb_2O_5 , titanit 2,0 hm. %). Dále jsou přítomna drobná automorfní i xenomorfní zrnka pyritu a chalkopyritu.



Obr. 4: BSE snímky ze středně až hrubě zrnitých xenolitů (a–c) a rozhraní xenolitu a trachyandezitu (d): a) inkluze labradoritu až bytownitu uzavřené v amfibolu; b) relikty pyroxenu obklopené amfibolem a produkty alterace; c) inkluze apatitu v amfibolu a pseudomorfózy tvořené karbonátem, chloritem, ilmenitem, rutilem a titanitem; d) absence reakčního lemu mezi xenolitem (nahore) a jemnozrnnou propylitizovanou základní hmotou trachyandezitu (dole). Zkratky: Ab – albit, Ap – apatit, Amp – amfibol, Cal – kalcit, Chl – chlorit, Ilm – ilmenit, Kfs – K-živec, Pl – plagioklas, Ttn – titanit.

Fig. 4: BSE images of medium to coarse-grained xenoliths (a–c) and xenolith-trachyandesite interface (d): a) amphibole enclosing labradorite to bytownite inclusions; b) pyroxene relict surrounded by amphibole and alteration products; c) inclusions of apatite in amphibole and pseudomorphs consisting of carbonate, chlorite, ilmenite, rutile and titanite; d) absence of a reaction rim between the xenolith (top) and the fine-grained propylitised matrix of trachyandesite (bottom). Abbreviations: Ab – albite, Ap – apatite, Amp – amphibole, Cal – calcite, Chl – chlorite, Ilm – ilmenite, Kfs – K-feldspar, Pl – plagioclase, Ttn – titanite.

Tab. 2: Reprezentativní analýzy chemického složení olivínu, pyroxenu, amfibolu a biotitu ze studovaných xenolitů (XE) a trachyandezitů (TA).

Tab. 2: Representative compositions of olivine, pyroxene, amphibole and biotite from studied xenoliths (XE) and trachyandesites (TA).

Vz./an.	XE/EE	XE/62	XE/36	XE/49	XE/50	TA/2	TA/87	XE/40	TA/6
Minerál	olivín	diopsid	Mg-hast.	Mg-hast.	pargasit	Mg-hast.	pargasit	flogopit	flogopit
Popis	inkluze	relikt	okraj	střed	okraj	fen. stř.	fen. stř.	zrno	fenokryst
SiO ₂	36,89	49,84	41,06	41,09	40,85	43,31	40,36	36,08	37,24
TiO ₂	0,05	1,19	3,32	2,95	3,70	2,75	2,77	4,55	4,54
Al ₂ O ₃	dl	3,88	12,03	11,93	12,24	11,00	15,47	14,63	14,27
V ₂ O ₃	dl	dl	0,09	0,10	0,08	0,06	0,11	dl	dl
Fe ₂ O ₃	0,00	2,58	4,16	4,44	2,19	5,91	3,11	0,00	0,00
FeO	30,60	5,86	10,85	10,72	11,33	7,25	7,30	16,61	15,91
MnO	0,56	0,25	0,24	0,25	0,20	0,23	0,09	0,11	0,17
MgO	29,95	13,04	11,20	10,97	11,34	13,56	13,96	12,94	13,95
CaO	0,27	22,20	11,31	11,07	11,39	11,40	12,87	0,12	0,08
BaO	dl	dl	0,14	0,16	0,17	0,10	0,15	1,22	0,91
Na ₂ O	dl	0,52	2,31	2,22	2,43	2,33	2,32	0,81	0,78
K ₂ O	dl	dl	1,06	1,29	0,89	0,95	1,40	8,18	8,31
F	dl	0,12	0,21	0,23	0,21	0,23	0,20	0,37	0,61
Cl	dl	dl	0,08	0,11	0,06	0,11	0,03	0,17	0,14
O=F+Cl	0,00	-0,05	-0,10	-0,12	-0,10	-0,12	-0,09	-0,19	-0,29
Suma	98,32	99,42	97,95	97,38	96,97	99,07	100,03	95,59	96,62
Si	1,019	1,870	6,138	6,185	6,147	6,301	5,820	5,511	5,604
Ti	0,001	0,033	0,374	0,334	0,419	0,301	0,300	0,523	0,514
Al	dl	0,172	2,120	2,116	2,171	1,886	2,629	2,634	2,531
V	dl	dl	0,011	0,012	0,009	0,007	0,013	dl	dl
Fe ³⁺	0,000	0,073	0,467	0,503	0,248	0,647	0,337	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,707	0,184	1,357	1,349	1,426	0,882	0,880	2,121	2,002
Mn	0,013	0,008	0,031	0,031	0,025	0,028	0,011	0,014	0,021
Mg	1,233	0,730	2,495	2,460	2,544	2,942	3,002	2,945	3,130
Ca	0,008	0,893	1,812	1,785	1,837	1,777	1,988	0,020	0,012
Ba	dl	dl	0,008	0,010	0,010	0,006	0,008	0,073	0,054
Na	dl	0,038	0,669	0,649	0,709	0,658	0,647	0,240	0,227
K	dl	dl	0,202	0,247	0,171	0,176	0,258	1,594	1,596
F	dl	0,014	0,097	0,107	0,101	0,106	0,093	0,177	0,289
Cl	dl	dl	0,020	0,027	0,016	0,028	0,008	0,043	0,037
Σ kat.	2,980	4,000	15,683	15,681	15,717	15,612	15,893	15,676	15,691

*dl – pod mezí detekce, obsahy Sc₂O₃, Cr₂O₃, NiO, ZnO a SrO pod mezí detekce přístroje**Petrografie hostitelských subvulkanických hornin**

Hostitelský trachyandezit se vyznačuje nestejně zrnitou strukturou. Porfyrické vyrostlice jsou uspořádány všesměrně, ale místy se seskupují do shluků (zejména vyrostlice plagioklasu). Převažuje plagioklas (18–25 % z celkového objemu horniny) a amfibol (7–15 obj. %), v menším množství jsou přítomny také relikt pyroxenu (< 2,5 obj. %), biotit (< 5 obj. %) a apatit (< 1 obj. %). Fenokrysty plagioklasu mají podobu automorfně či hypautomorfně omezených tabulek o velikosti až 5 mm. Tabulky jeví známky magmatické koroze, jsou rozpraskané a podél prasklin argilitizované. Vykazují obvykle slabou normální růstovou zonálnost (střed An_{48–59}, okraj An_{45–48}; tab. 1), v některých případech je zonálnost nevýrazná s jemnými oscilacemi v chemickém složení. Porfyrické vyrostlice amfibolu tvoří makroskopicky černé sloupce o délce až 7 mm. Při pozorování v polarizovaném světle ve výbrusu mají podobné vlastnosti, jako amfiboly v xenolitech. Liší se pouze vyšším stupněm automorfie (dokonale omezené šestiúhelníky v příčném řezu), častou

přítomností kontaktního dvojčatění a známek magmatické koroze. Chemismus fenokrystů amfibolů je poměrně homogenní s mírnými oscilacemi, lze je klasifikovat jako magneziohastingsit nebo vzácně pargasit ($X_{Mg} = 0,69–0,79$; Si = 5,82–6,12 apfu; Ti = 0,30–0,41 apfu; K+Na = 0,81–0,92 apfu; obr. 3b, tab. 2). Pyroxeny jsou v trachyandezitu vlivem hydrotermální alterace zachovány pouze v podobě ojedinělých reliktů (ve výbrusu se svými vlastnostmi neliší od pyroxenů v xenolitech). Běžné jsou částečné nebo úplné pseudomorfozy po pyroxenu, tvořené zejména chloritem ($X_{Mg} = 0,68$; Si = 3,34 apfu), chemicky čistým kalcitem, kyselým plagioklasem (An₂₀) a ilmenitem s 26 mol. % pyrofanitové komponenty, který byl alterován na titanit. Biotit tvoří v hornině až 2 mm velké tenké tabulky s dokonalou štěpností podle {001} a výrazným pleochroismem (X – žlutohnědá, Y/Z – červenohnědá). Chemismem odpovídá flogopitu ($X_{Mg} = 0,61–0,63$; Si = 5,55–5,56; obr. 3d, tab. 2). Apatit má sloupcovitý vývin s délkou ve směru protažení max. 0,5 mm. Vyskytuje se v základní hmotě, kde vykazuje známky magmatické

korozí nebo je uzavírán amfibolem či biotitem. Chemicky odpovídá fluorapatitu ($F = 0,35\text{--}0,84$ apfu), vzácně hydroxylapatitu (obr. 3e, tab. 3).

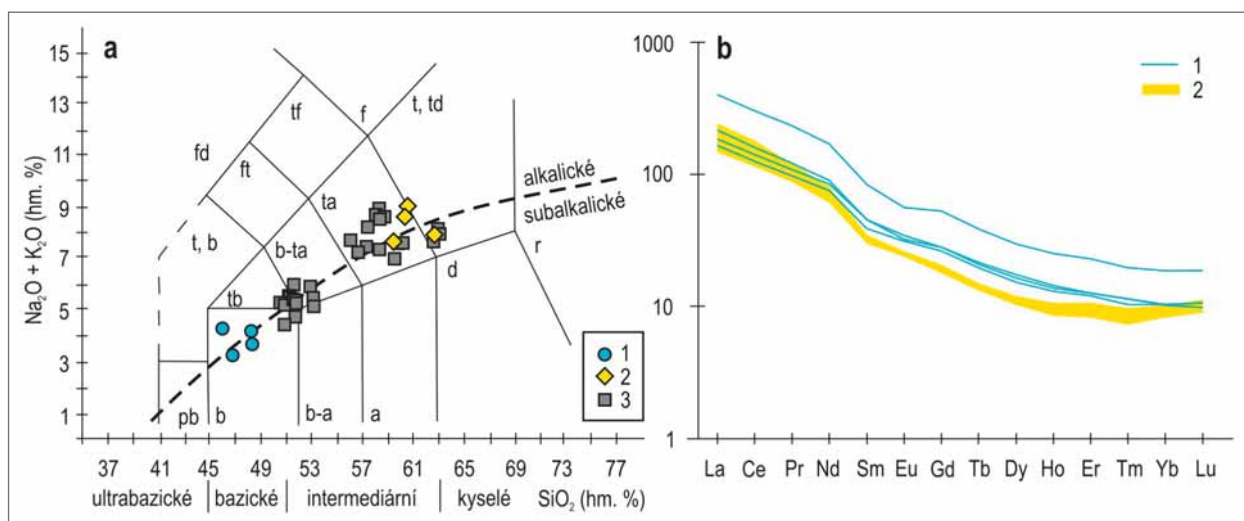
Jemnozrnná základní hmota (obr. 4d) představuje cca 50–60 obj. % horniny a je vždy více či méně postižena propylitizací. Skládá se z hypautomorfně omezených tabulek andezínu až labradoritu ($An_{31\text{--}57}$). Druhotné minerály zde zastupují xenomorfní nepravidelná zrna albitu až oligoklasu ($An_{07\text{--}16}$), lupenité agregáty chloritu ($X_{Mg} = 0,67$; $Si = 3,41$ apfu), xenomorfní zrna kalcitu ($Ca = 0,91\text{--}0,96$ apfu) a křemene a opakní minerály s různým stupněm automorfie (převážně pyrit, méně chalkopyrit a galenit). Akcesoricky jsou v základní hmotě přítomny také minerály ze skupiny epidotu (allanit). Tvoří xenomorfní zrnka o velikosti do 100 μm s výraznou chemickou zonálností. Střední zrn jsou v BSE obraze světlejší ($\Sigma REE + Y = 0,90$ apfu; $Al = 1,56$ apfu) než okraje ($\Sigma REE + Y = 0,57$ apfu; $Al = 1,91$ apfu). Vulkanické sklo není ve vzorcích zachováno, bylo alterováno na směs chloritu a jílových minerálů.

Diskuze

Studované xenolity odpovídají na základě minerálního složení a stavby jemnozrnným až hrubozrnným pyroxenicko-amfibolickým gabrům až dioritům, v souladu se zjištěními Haškové (2018). Podobné horniny popisuje Krystek (1955, 1958) spolu s dioritovými porfyrity a granodiority z Nezdenic, na Bučníku pak tento autor uvádí především amfibolicko-pyroxenický křemenný diorit, biotitický diorit a „leukokráttní diferenciáty“ křemenného dioritu. Na základě chemického složení spadají xenolity

v TAS diagramu do pole bazaltů (obr. 5a) a odpovídají tak hlubinným ekvivalentům gabra, resp. monzogabra (Hašková 2018; Buriánek, Kropáč 2019). Klasifikaci zneusnadňuje hydrotermální alterace, zejména novotvořené kyselé plagioklasy a křemen.

Xenolity vykazují značnou podobnost v minerálním složení i chemismu hlavních horninotvorných minerálů s hostitelskými neovulkanity na Bučníku. To potvrzují data v této práci i srovnání s daty Štrublíkové (2015), Hroudou et al. (2015), Haškové (2018) a Buriánka a Kropáče (2019). Výjimkou je pouze olivín, který na Bučníku dosud nebyl popsán, ale je znám z bazičtějších členů asociace uherskobrodských neovulkanitů, zejména z lomu ve Starém Hrozenkově a z drobných výskytů v okolí Komni, Bánova a dvora Volenova (Krystek 1955; Nejberr et al. 2012; Hroudou et al. 2015). Xenolity a trachyandezity se tedy liší především strukturou, což pouze odráží jiné podmínky prostředí krystalizace. Podobnosti ve složení xenolitů a hostitelských hornin si všimnul již Krystek (1955, 1958). Sourodost v látkovém složení může být doložena nepřítomností reakčního lemu mezi oběma horninami (obr. 4d) a celkovým chemismem (Hašková 2018; Buriánek, Kropáč 2019). V TAS diagramu leží xenolity na linii mezi alkalickými a subalkalickými magmatity (obr. 5a), což spolu s obdobnou distribucí REE (obr. 5b) dokládá jejich příslušnost k neovulkanitům uherskobrodské oblasti (Hašková 2018), které mají geochemicky specifické postavení mezi neovulkanity Českého masivu a slovenských Karpat (Shrbený 1974; Přichystal 1993; Nejberr et al. 2012). Xenolity tedy mohou představovat materiál



Obr. 5: a) Pozice studovaných vyvřelých hornin z Uherskobrodského v TAS diagramu: (1) xenolity a (2) neovulkanity z Bučníku (Hašková 2018), (3) dřívě publikované chemické složení neovulkanitů Uherskobrodského (Krejčí et al. 1990; Fediuk, Görtlerová 2006; Nejberr et al. 2012; Hroudou et al. 2015). Zkratky: fd – foidit, t, b – tefrit, bazanit, ft – fonotefrit, tf – tefrifonolit, f – fonolit, pb – pikrobazalt, b – bazalt, tb – trachybazalt, b-ta – bazaltický trachyandezit, ta – trachyandezit, t, td – trachyt, trachydacit, b-a – bazaltický andezit, a – andezit, d – dacit, r – ryolit; b) distribuce REE ve studovaných horninách (normalizace na chondrit dle Barrata et al. 2012, data převzata z Haškové (2018)): (1) xenolity a (2) neovulkanity z Bučníku.

Fig. 5: a) Position of studied igneous rocks of the Uherský Brod area in TAS diagram, (1) xenoliths and (2) neovolcanites from the Bučník site (Hašková 2018), (3) previously published chemical composition of neovolcanites of the Uherský Brod area (Krejčí et al. 1990; Fediuk, Görtlerová 2006; Nejberr et al. 2012; Hroudou et al. 2015). Abbreviations: fd – foidite, t, b – tephrite, bazanite, ft – fonotephrite, tf – tephriphonolite, f – fonolite, pb – picrobasalt, b – basalt, tb – trachybasalt, b-ta – basaltic trachyandesite, ta – trachyandesite, t, td – trachyte, trachydacite, b-a – basaltic andesite, a – andesite, d – dacite, r – ryolite; b) chondrite-normalized REE abundances for studied rocks (normalization values are from Barrat et al. 2012, data taken from Hašková 2018): (1) xenoliths and (2) neovolcanites from the Bučník site.

Tab. 3: Reprezentativní analýzy chemického složení apatitu ze studovaných xenolitů (XE) a trachyandezitů (TA).
 Tab. 3: Representative compositions of apatite from studied xenoliths (XE) and trachyandesites (TA).

Vz./an.	XE/27	XE/38	XE/39	XE/51	XE/67	XE/71	TA/7	TA/18	TA/80
Minerál	fluorap.	fluorap.	fluorap.	hydroxyl.	chlorap.	fluorap.	fluorap.	hydroxyl.	fluorap.
SO ₃	dl	dl	0,06	0,07	0,36	0,10	0,05	0,14	0,25
P ₂ O ₅	39,93	40,43	39,65	40,39	38,70	38,47	39,36	40,21	39,99
SiO ₂	0,23	0,28	0,36	0,29	0,81	0,85	0,27	0,30	0,35
Y ₂ O ₃	dl	dl	dl	dl	0,09	dl	dl	dl	dl
La ₂ O ₃	0,16	0,13	0,32	0,19	0,35	0,23	0,18	dl	dl
Ce ₂ O ₃	0,34	0,39	0,46	0,41	0,67	0,41	0,45	0,15	0,22
Nd ₂ O ₃	0,18	0,26	0,21	dl	0,21	dl	0,28	dl	dl
FeO	0,47	0,41	0,57	0,49	0,31	0,16	0,37	0,34	0,51
MnO	0,14	0,12	0,22	0,15	0,14	dl	0,23	dl	0,10
CaO	53,78	53,05	52,46	52,95	53,77	54,77	53,57	54,23	55,24
Na ₂ O	0,09	0,10	0,16	0,10	0,24	0,14	0,12	0,08	0,28
F	1,57	1,67	1,48	1,47	1,18	1,58	2,08	1,26	2,92
Cl	1,22	1,23	1,08	1,10	3,64	2,04	1,31	0,83	0,81
O=F+Cl	-0,94	-0,98	-0,87	-0,87	-1,32	-1,13	-1,17	-0,72	-1,41
Suma	97,17	97,10	96,15	96,75	99,14	97,62	97,10	96,82	99,27
S	dl	dl	0,004	0,005	0,023	0,006	0,003	0,009	0,016
P	2,988	3,014	2,998	3,020	2,873	2,883	2,949	3,005	2,909
Si	0,021	0,024	0,032	0,025	0,071	0,075	0,024	0,026	0,030
Y	dl	dl	dl	dl	0,004	dl	dl	dl	dl
La	0,005	0,004	0,010	0,006	0,011	0,007	0,006	dl	dl
Ce	0,011	0,013	0,015	0,013	0,022	0,013	0,015	0,005	0,007
Nd	0,006	0,008	0,007	dl	0,007	dl	0,009	dl	dl
Fe	0,034	0,030	0,043	0,036	0,022	0,012	0,027	0,025	0,037
Mn	0,010	0,009	0,016	0,011	0,010	dl	0,017	dl	0,007
Ca	5,093	5,006	5,019	5,011	5,053	5,194	5,081	5,129	5,086
Na	0,016	0,018	0,027	0,017	0,041	0,025	0,021	0,013	0,047
F	0,439	0,464	0,419	0,411	0,326	0,442	0,581	0,351	0,793
Cl	0,183	0,184	0,163	0,164	0,540	0,306	0,196	0,124	0,119
Σ kat.	8,184	8,126	8,171	8,146	8,138	8,216	8,153	8,213	8,139

*dl – pod mezí detekce, obsahy TiO₂, ThO₂, UO₂, Pr₂O₃, As₂O₃ a SrO pod mezí detekce přístroje

z hlubších partií stejného magmatického krbu (Hašková 2018) nebo se může jednat o ekvivalenty kumulátových gaber (Buriánek, Kropáč 2019). Těto skutečnosti by mohl nasvědčovat zvýšený podíl apatitu v xenolitech (místy až 7 obj. %) a přítomnost mafičtějších enkláv, jakožto i náznaky glomeroporfyrické struktury u neovulkanitů v podobě shlukování fenokrystů.

Závěr

Xenolity vyvřelých hornin uzavřené v neovulkanickém tělese na Bučníku lze na základě minerálního složení klasifikovat jako jemně až hrubě zrnitá pyroxenicko-amfibolická gabra až diority, resp. monzogabra až monzodiority u silněji alterovaných vzorků. Na jejich složení se podílejí intermediární až bazické plagioklasy a amfiboly (magneshastingsit až pargasit), méně jsou přítomny relikty pyroxenu (diopsid), biotit (flogopit), apatit (převážně

fluorapatit) a K-živce. Nově byl na lokalitě objeven olivín jako inkluze v amfibolu. Sekundární minerály reprezentují kyselé plagioklasy, chlority (klinochlor), karbonáty (kalcit, siderit), ilmenit, rutil, titanit, pyrit a vzácněji chalcopyrit. Genetickou příbuznost xenolitů a hostitelských neovulkanitů dokládá podobnost v minerálním složení, chemismu minerálů, shodná geochemická příslušnost a distribuce REE. Xenolity mohou představovat materiál z hlubších partií magmatického krbu, ale jako pravděpodobnější interpretace se jeví, že se jedná o krystalové kumuláty, tj. ekvivalenty kumulátových gaber.

Poděkování

Autoři článku děkují recenzentům a editorovi za cenné kritické připomínky, které přispěly k jeho zkvalitnění. Výzkum byl podpořen projekty IGA_PrF_2018_025 a IGA_PrF_2019_017.

Literatura

- Adamová, M., Krejčí, O., Přichystal, A. (1995). Neovulkanity východně od Uherského Brodu. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 12–15.
- Barrat, J. A., Zanda, B., Moynier, F., Bollinger, C., Liorzou, C., Bayon, G. (2012). Geochemistry of CI chondrites: major and trace elements, and Cu and Zn isotopes. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 83, 79–92. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.12.011>
- Bayliss, P. (1975). Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *The Canadian Mineralogist*, 13, 178–185.
- Buriánek, D., Kropáč, K. (2019). Petrogenesis of the Miocene subvolcanic rocks in the Western Outer Carpathians (Southeast Moravia, Czech Republic). – *Journal of Geosciences*, 64, 105–125.
- Fediuk, F., Gürtlerová, P. (2006). Adakitové trendy v andezitoidích jihovýchodní Moravy. – *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze*, 13, 11/2005, 121–124.
- Hašková, M. (2018). Xenolity vyvřelých hornin v trachyandezitech z lomu Bučník u Komni. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci. Olomouc.
- Hrouda, F., Buriánek, D., Krejčí, O., Chadima, M. (2015). Magnetic fabric and petrology of Miocene sub-volcanic sills and dykes emplaced into the SW Flysch Belt of the West Carpathians (S Moravia, Czech Republic) and their volcanological and tectonic implications. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 290, 23–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.12.001>
- Krejčí, O. ed. (1990). Základní geologická mapa a Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000. List 35-121 Bánov. – Archiv České geologické služby. Praha.
- Krejčí, O., Poul, I. (2010). Doklady středomiocénní násunové tektoniky v bělokarpatské jednotce flyšového pásma Západních Karpat. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 17 (1–2), 58–63.
- Krystek, I. (1955). Alkalické vyvřeliny na jihovýchodní Moravě. – *Geologické práce, Správy* 41, 103–130.
- Krystek, I. (1958). Xenolity z alkalických vyvřelin na jihovýchodní Moravě. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 33, 246–252.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. – *American Mineralogist*, 82 (9–10), 1019–1037.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. (1988). Nomenclature of pyroxenes. – *Mineralogical Magazine*, 52, 535–550. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.367.15>
- Nejbert, K., Jurewicz, E., Macdonald, R. (2012). Potassium-rich magmatism in the Western Outer Carpathians: Magmagenesis in the transitional zone between the European Plate and Carpathian – Pannonian region. – *Lithos*, 146–147, 34–47. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.04.026>
- Pécskay, Z., Konečný, V., Lexa, J., Přichystal, A. (2002). K/Ar dating of Neogene volcanic rocks in surrounding of Uherský Brod, Moravia. – In: Ulrych, J., Cajz, V., Adamovič, J., Bosák, P. (eds): Hibsč 2002 Symposium, Excursion Guide and Abstracts, 100, Geologický ústav Akademie věd České republiky, Praha.
- Picha, F. J., Stráník, Z., Krejčí, O. (2006). Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Western Carpathians and Their Foreland, Czech Republic. – In: Golonka, J., Picha, F. J. (eds): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources, 84, 49–175, The American Association of Petroleum Geologists.
- Pouchou, J. L., Pichoir, F. (1985). “PAP” ($\phi\phi Z$) procedure for improved quantitative microanalysis. – In: Armstrong J. T. (ed.): *Microbeam Analysis*, 104–106, San Francisco Press.
- Přichystal, A. (1993). Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska od paleozoika do kvartéru. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds): *Sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. dr. K. Zapletala*, 59–77, Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity.
- Přichystal, A., Repčok, I., Krejčí, O. (1998). Radiometrické datování trachyandezitu od Uherského Brodu (magurská skupina flyšového pásma). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1997*, 5, 33–34.
- Shrbený, O. (1974). The petrochemical relation of the south-Moravian neovolcanic rocks to the neighbouring volcanic areas. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 49, 275–279.
- Schumacher, J. (1996). The estimation of the proportion of ferric iron in the electron microprobe analysis of amphiboles. – *The Canadian Mineralogist*, 34, 238–246.
- Stráník, Z., Menčík, E., Eliáš, M., Adámek, J. (1993). Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal A., Obstová, V., Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska*, 107–122. Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity.
- Stráník, Z., Bubík, M., Čech, S., Švábenická, L. (1996). The Upper Cretaceous in South Moravia. – *Věstník Českého geologického ústavu*, 71, 1, 1–30.
- Štrublíková, V. (2015). Petroarcheologický výzkum zříceniny hradu Komňa v Bílých Karpatech. – MS, bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci. Olomouc.
- Švábenická, L., Bubík, M., Krejčí, O., Stráník, Z. (1997). Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura Group of nappes in Moravia (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 48, 3, 179–191.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Dyakonov, Y., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. (1998). Nomenclature of micas. – *The Canadian Mineralogist*, 36, 41–48.
- Ulmanová, J. (2015). Podmínky vzniku vybraných mineralizací z lomu Bučník u Komni. – MS, bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci. Olomouc.

Neogenní a kvartérní sedimenty v oblasti Nového Hrádku (západní část NP Podyjí)

Neogene and Quaternary deposits in the closest surroundings of the Nový Hrádek (the Podyjí National Park)

Slavomír Nehyba¹✉, Karel Kirchner², František Kuda²

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

² Ústav geoniky AVČR, v.v.i., pobočka Brno, Drobného 28, 602 00 Brno

Key words:

Lower Miocene; Quaternary; provenance analysis; depositional environment

✉ slavek@sci.muni.cz

Editor:

Pavla Tomanová Petrová

Abstract

Neogene deposits of the Carpathian Foredeep were newly recognized in the sedimentary succession within the outcrop close to Nový Hrádek site in the area of the Podyjí National Park covered by extensive Quaternary deposits. These deposits are preserved as erosional relics within a bowl shaped depression on the top of the crystalline basement. Facies analysis shows that the recognised Neogene beds represent fluvial deposits. Two facies associations were identified within the Quaternary deposits. Although both of them are interpreted as colluvial deposits, they were formed by a series of gravity flows with highly varied water content. The provenance analysis (pebble petrography, association of heavy minerals, zircon study) confirmed, that the source area of both Neogene and Quaternary deposits was located in the adjacent geological units with strong dominance of Moravian Unit. Relatively high mineral maturity of the studied deposits points to extended blanket of intensely weathered crystalline basement, which underwent erosion and redeposition. Higher content of quartz clasts within the Neogene deposits reveals different mode of transport and possible redeposition from older sediments. Studied Neogene deposits are preliminary related to quartzose gravel and sands known from the close surrounding of the nearby Lukov village. Comparison of Neogene and Quaternary deposits in the surroundings of Nový Hrádek and occurrences of similar sediments within the National Park in Austria (e.g. surroundings of Merkersdorf) might provide a further data about the poorly known history of the area during Neogene.

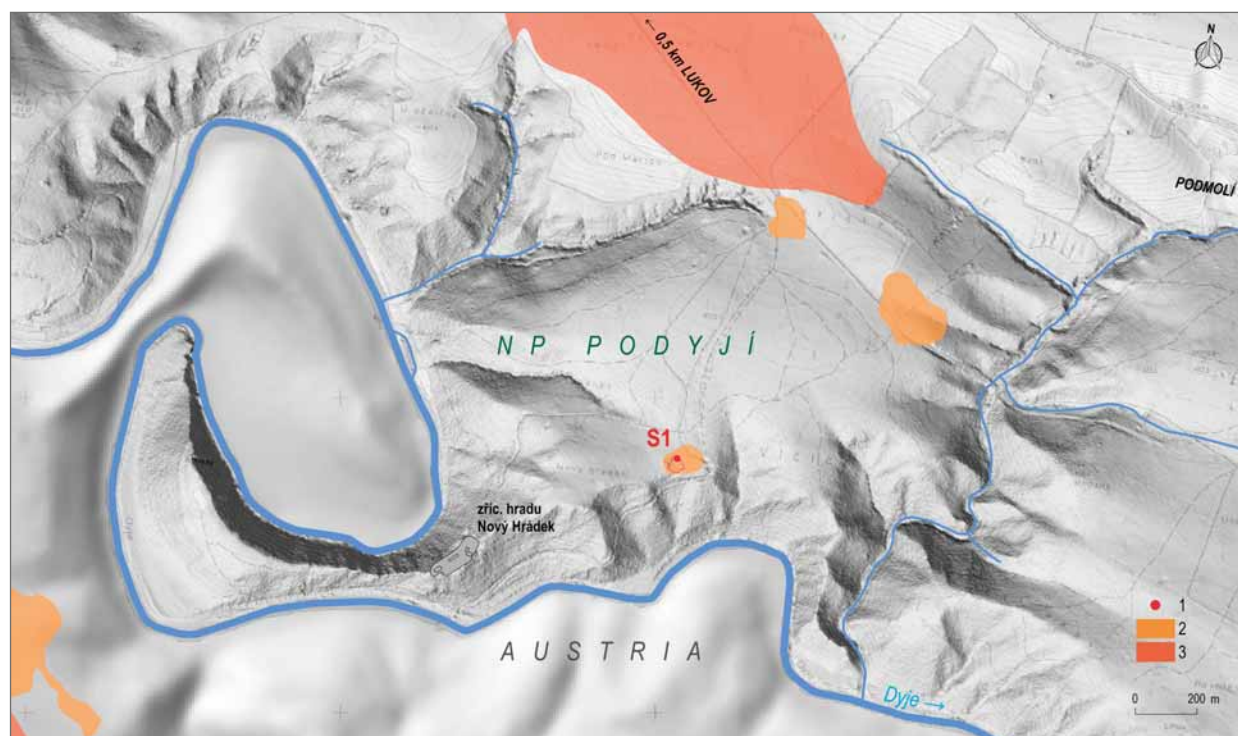
Úvod

Geologické výzkumy v oblasti Národního parku (NP) Podyjí byly zaměřeny převážně na mapovací práce a studium krystalinických hornin vycházejíc z předpokladu, že na strmých svazích údolí Dyje a dolních úseků jejich přítoků mladší pokryvy a mocnější zvětraliny nevznikly nebo byly již odneseny (Jenček et al. 1984). Přesto existuje řada geologických i geomorfologických prací popisujících převážně kvartérní sedimenty nejrůznější geneze z území parku (Brzák 1998; Havlíček 1990, 2003; Kirchner et al. 1996, 1997, 2000; Šušolová 2005 atd.). V blízkém v. okolí národního parku se kvartérními štěrkovitými akumulacemi zabýval Karásek (1985), vazbu k dané oblasti má i práce Roštínského et al. (2016). Studium reliktní fluvialních a svahových sedimentů nabízí možnost poznání vývoje kaňonovitého údolí Dyje v kenozoiku a jeho zařazení do kontextu vývoje jv. okraje Českého masivu. Zachované sedimenty jsou spojovány s depresiemi v poměrně hluboce zvětralém reliéfu, který byl rozbrzděn řadou úzkých koryt.

Doporučená citace článku:

Nehyba, S., Kirchner, K., Kuda, F. (2019). Neogenní a kvartérní sedimenty v oblasti Nového Hrádku (západní část NP Podyjí) – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 26, 1–2, 49–57.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-49>



Obr. 1: Lokalizace zájmového území v digitální mapě reliéfu s rozsahem neogenních sedimentů dle Roetzela et al. (2005). 1 – sonda S1; 2 – křemenné štěrky, jemnozrnné písky; 3 – kaolinizované písky a pískovce, štěrky.

Fig. 1: Location of the studied area in digital elevation model. The areal extent of the Neogene deposits according to Roetzel et al. (2005). 1 – dug hole S1; 2 – quartzose gravels, fine-grained sands; 3 – kaolinised sands and sandstones, gravels.

Z neogenních sedimentů jsou zmiňovány především výskyty křemenných štěrků přecházejících do jemnozrnných, většinou kaolinických křemenných písků (Čtyroký et al. 1990) vystupující především v okolí Lukova. Dle Mátyla (1995) byly na plošinách v. a jv. od Podmolí zjištěny vrtným průzkumem erozní deprese, vyplněné neogenními (ottnang–eggenburg) sedimenty. Detailněji byly hodnoceny pouze štěrky na lokalitě Kraví hora u Konic (Batík et al. 1982; Kirchner et al. 1999; Nehyba 2003). Tyto křemenné štěrky v nejvýchodnější části parku jsou Roetzlem et al. (2005) stratigraficky řazeny k ottnangu.

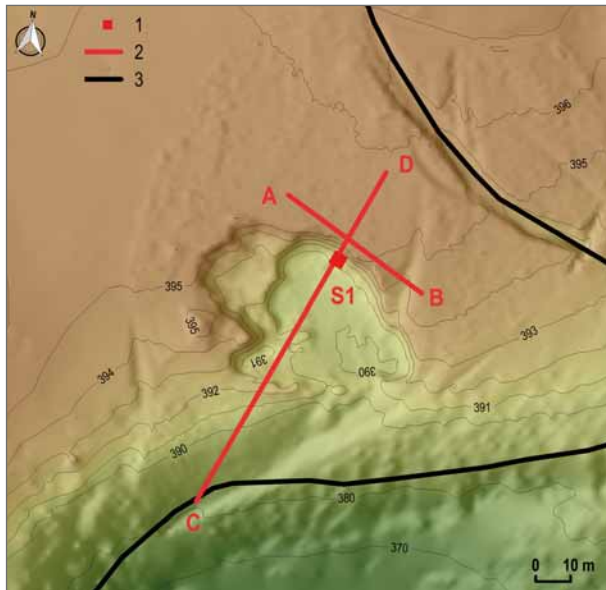
V rámci národního parku se přibližně 110–135 m nad údolím Dyje ostrůvkovitě nachází lokality písčitých štěrků stratigraficky řazených do pliocénu a jsou spojovány s tokem Dyje (Roetzel et al. 2005). Jednou z těchto lokalit je i stará opuštěná těžebna asi 800 m vsv. od zříceniny Nového Hrádku. Nachází se v ploché sníženině, mírně se sklánějící k JV k údolí Dyje. Štěrkovna je protažena ve směru SZ–JV cca v délce 70 m. Její dno je stupňovité s náletovou stromovou a keřovou vegetací. Nepodařilo se zjistit, kdy skončila těžba, ani její účel. Je však pravděpodobné, že štěrky a písky sloužily k zpevnování účelových komunikací v hraničním pásmu. Těžebna je dnes prakticky zasucena a sedimenty jsou díky tomu špatně přístupné. Zasucená stěna štěrkovny (výška 4,5–5,0 m) je exponována k JZ a její horní hrana leží v nadmořské výšce 394 m. Stáří štěrkovito-písčitých sedimentů je udáváno jako ottnang–eggenburg (Batík red. 1990) nebo ottnang (Batík 1992). Ale již na rakouské geologické mapě 1 : 50 000, list č. 9 Retz, jsou tyto sedimenty řazeny do svrchního pliocénu (Roetzel et al. 1999). Geologická

mapa (Roetzel et al. 2004) přináší výrazně plošně revidovaný tvar sedimentárního pokryvu a řadí ho do pliocénu.

Na základě souhlasu Správy NP Podyjí jsme se pokusili získat další informace o charakteru sedimentů odkrytých ve stěně štěrkovny s využitím kombinací dat získaných z ručně provedeného výkopu a elektrické odporové tomografie (ERT). Výsledky tohoto průzkumu a hodnocení odebraných vzorků jsou prezentovány v následujícím textu. Lokalizace terénních prací jsou znázorněny na obrázku 1.

Metodika

Odkrytá část stěny byla litologicky popsána a byla provedena faciální analýza dle Tuckera (1988); Walkera a Jamese (1992) a Nemece (2005). Odebrané vzorky sedimentů byly vyhodnoceny metodami granulometrické analýzy, petrografické analýzy zrnitostní frakce nad 4 mm a byl posouzen tvar a zaoblení klastů zrnitostní frakce nad 4 mm (dle Powerse 1982; Krumbein, Sloss 1951). V zrnitostní frakci 0,063–0,125 mm byla provedena analýza průsvitných těžkých minerálů a hodnocení vnitřní i vnější morfologie zirkonů. Zrnitostní analýza byla uskutečněna kombinací metody síťování za mokra na normovaných sítích (Retsch AS – 200) a laserové difrakce (CILAS 1064). K určení zrnitostních charakteristik (Mz, σ I) byly využity vzorce dle Folka a Warda (1957). Hodnocení charakteristik tvaru a zaoblení proběhlo pod binokulárním mikroskopem, hodnocení těžkých minerálů a zirkonu pod polarizačním mikroskopem. Terminologie tvaru a zaoblení vychází z klasifikací Powerse (1953) a Zingga (1935).



Obr. 2: Litologický profil provedeným odkryvem. 1 – sonda S1; 2 – profil ERT; 3 – cesta.

Fig. 2: Sedimentological log of the artificial outcrop. 1 – dug hole; 2 – profile ERT; 3 – road.

Naměřené ERT profily (pozice je znázorněna na obrázku 2) byly standardně zpracovány programem Res2DInv a graficky vizualizovány v programu Surfer do jednotné barevné stupnice. Výběr výsledné varianty modelu (iterace) byl proveden na základě statistické a vizuální shody naměřených hodnot zdánlivého měrného odporu (R_z) a vypočítaných modelových odporů (R_m).

Výsledky

1. Faciální analýza a elektrická odporová tomografie (ERT)

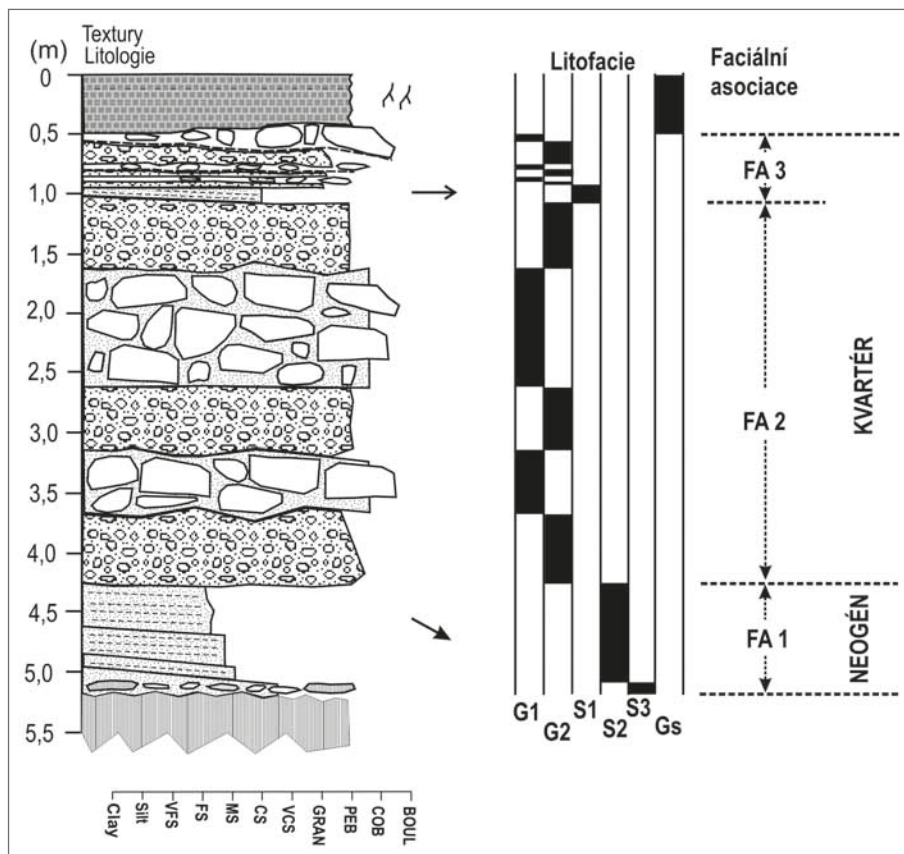
Faciální analýza více než 5 m mocného profilu odkrytého výkopem umožnila vyčlenění 6 litofacií. Základní litologické charakteristiky vyčleněných litofacií jsou uvedeny v tabulce č. 1 a litologický profil na obrázku 3. Prostorové rozšíření litofacií i jejich geneze vedla k vyčlenění tří faciálních asociací, které mimo jiné odráží odlišná depoziční prostředí.

V nejnižší části profilu se nachází faciální asociace 1 (FA1), která je tvořena dvěma litofaciemi, tj. S3 a S2 a již velmi pravděpodobně pokrývá silně zvětralé krystalinické podloží. Kontakt s podložím nebyl zaštižěn. Valounová analýza v rámci litofacie S3 ukázala výraznou dominanci křemene (62,2 %). Jako další byly zjištěny klasty křemen-živcového agregátu s proměnlivou kaolinizací živců (19,6 %), kvarcitu (13,4 %), svoru (3,7 %) a grafitického kvarcitu (1,2 %). Klasty křemene jsou převážně poloostrohranné (50 %). Relativně hojné jsou i polozaoblené (28,3 %) a zaoblené (27,1 %) křemeny. Naopak ostrohranné křemenné klasty jsou vcelku ojedinělé (2,1 %). Klasty křemene jsou většinou sférického tvaru (76,3 %). Výrazně méně hojné jsou křemeny čepelovitého (11,8 %), diskovitého (9,8 %) nebo sloupcovitého (2,0 %) tvaru. Podobně i zrna křemen-živcového agregátu jsou převážně poloostrohranná (54,6 %), méně polozaoblená (36,4 %) nebo ostrohranná (9 %). Zrna agregátu mají především sférický tvar (66,7 %), případně tvar diskovitý (25 %) nebo čepelovitý (8,9 %). Klasty kvarcitu jsou vyrovnaně polozaoblené (50 %) i poloostrohranné (50 %) a mají převážně diskovitý tvar (61,5 %). Méně časté jsou pak čepelovité (32,8 %) nebo sférické (7,7 %) kvarcity. Největší klast dosahoval velikosti téměř 10 cm (osa A), většinou však velikost valounů byla do 3 cm. Nadložní litofacie S2 je tvořena proměnlivě zrnitými převážně jemnozrnnými písiky, které jsou relativně dobře vytríděné a vykazují mírně ukloněnou planární laminaci. Mocnost setů 10–20 cm. Ukloněná tělesa přibližně deskovitého tvaru jsou sledovatelná na vzdálenost 50 cm. Spodní hranice těles litofacie S3 je ostrá a víceméně planární. Svrchní vrstevní plocha tělesa litofacie S2 je erozní a nerovná. Střední velikost zrna M_z byla 3,7 Φ a hodnota vytrídění σ_I pak 1,15. Asociace průsvitných těžkých minerálů byla zirkon (25,6 %) – staurolit (23,8 %) – disthen (12,8 %) a rutil (11,1 %). Z ostatních těžkých minerálů byl výrazněji obsažen také turmalín (7,0 %). Zastoupení ostatních minerálů (monazit, apatit, granát, andalusit, zoisit-epidot, korund a silimanit) bylo v prvních procentech. Hodnota ZTR indexu (Hubert 1962), který odráží zastoupení velmi stabilních těžkých minerálů, byla 43,7 %.

Tab. 1: Stručný popis vyčleněných facií.

Tab. 1: Descriptive summary of lithofacies of the studied deposits.

Označení	Popis
Gs	Rezavě hnědý velmi hrubozrnný písek s valouny až drobnozrnný štěrk, klasty do 2 cm v ose A, masivní, stopy po kořenech
G1	Hrubozrnný štěrk, ostrohranné i poloostrohranné klasty do velikosti 50 cm (osa A). Nepravidelná orientace klastů, část protáhlých klastů leží rovnoběžně s vrstevnatostí (osa A). Podpůrná struktura valounů až místy kostrovitá stavba, matrix tvořena špatně vytríděným hrubozrnným pískem rezavě hnědým. Ostrá, velmi nepravidelná báze i svrchní vrstevní plocha. Velmi variabilní mocnost těles, někdy jen izolované klasty.
G2	Hnědavý či rezavě hnědý štěrk, podpůrná struktura písčité matrix místy až podpůrná struktura valounů, masivní. Valouny do velikosti 10 cm (osa A), většinou do 2 cm, polozaoblené, poloostrohranné. Opakovaně amalgamované polohy. Plochy amalgamace a báze zvýrazněné nabohacením hrubšími klasty, které leží částečně rovnoběžně s vrstevnatostí. Masivní stavba. Nepravidelná báze i svrchní vrstevní plocha. $M_z = -1,1$ až $-2,6 \phi$; $\sigma_I = 3,9-4,3\phi$
S1	Rezavě hnědý až rezavý hrubozrnný písek, špatně vytríděný. Ostrá báze i top, svrchní hranice tělesa erozní. Poloha čočkovitého tvaru, erozní relikt, ukloněná planární laminace.
S2	Světle zelenošedý, světle šedý, rezavě hnědý, místy rezavě, žlutavě či bělavě smouhovaný jemnozrnný, jemnozrnný až středozrnný, středozrnný písek, relativně dobře vytríděný, slabě zřetelná mírně ukloněná planární laminace, ostrá báze i top, ukloněná tělesa. $M_z = 3,7 \phi$; $\sigma_I = 1,15 \phi$
S3	Rezavě hnědý, rezavý středozrnný až hrubozrnný písek, špatně vytríděný díky přítomnosti klastů až 10 cm především podél báze polohy. Nerovná ostrá báze i top. Klasty krystalinika silně zvětralé, poloostrohranné i polozaoblené, orientované většinou osou A rovnoběžně s bází tělesa. Klasty křemene zaoblené, osa A max. do 3 cm. Slabě zřetelná laminace



Obr. 3: Sedimentární profil výkopu.
Fig. 3. Sedimentary profile of dug hole.

V nadloží FA1 je nad ostrou erozní bází uloženo přes 4 m mocné těleso FA2. FA2 je tvořena rytmicky se střídajícími polohami litofacií G1 a G2 a tvoří nejrozsáhlejší část odkryvu. Mocnost jednotlivých poloh litofacií G1 a G2 se pohybuje od 50 cm do přibližně 1 m. Charakteristické jsou ostré, velmi nerovné hranice poloh jednotlivých litofacií, velmi špatné vytřídění a hojná přítomnost relativně velkých klastů krystalinika (až 50 cm v ose A). Valounová analýza klastů z facie G2 ukázala dominanci klastů křemene (74,4 %), následuje proměnlivě kaolinizovaný křemen-živcový agregát (17,8 %), kvarcit (4,5 %), svor (1,9 %), fylit (1,1 %) a rula (0,4 %). Klasty křemene mají převážně čepelovitý (39,4 %) nebo sférický tvar (36,4 %). Diskovitý (15,2 %) a sloupcovitý tvar (9,1 %) jsou méně hojné. Klasty křemene jsou převážně zaoblené (53,2 %), polozaoblené (25 %), poloostrohranné (15,6 %) a jen podružně ostrohranné (6,3 %). Tvary klastů křemen-živcového agregátu tvarově relativně vyrovnané, když sférických bylo 30 %, diskovitých 25,0 % a sloupcovitých i čepelovitých shodně 22,5 %. Klasty křemen-živcového agregátu jsou převážně polozaoblené (52,5 %) nebo poloostrohranné (40 %). Méně hojné jsou klasty ostrohranné (5 %) nebo zaoblené (2,5 %). Klasty kvarcitu vykazují především čepelovitý tvar (60 %), méně hojný je tvar diskovitý či sloupcovitý (vždy shodně 20 %). Kvarcité klasty jsou spíše polozaoblené (60 %) nebo ostrohranné (40 %). Valounová analýza klastů z facie G1 naznačuje dominanci klastů křemene (74,8 %) ve šterkové frakci. Dále byl zjištěn proměnlivě kaolinizovaný křemen-živcový agregát (18,2 %), rula (4,1 %)

a kvarcit (2,9 %). Klasty křemene byly převážně polozaoblené (41,1 %), méně časté byly klasty poloostrohranné (32,6 %), zaoblené (22,1 %) nebo ostrohranné (4,2 %). Klasty křemene mají především sférický tvar (59,2 %). Ostatní tvary křemene, tj. čepelovitý (16,5 %), sloupcovitý (12,6 %) a diskovitý (11,7 %) mají prakticky shodné zastoupení. Klasty křemen-živcového agregátu jsou převážně poloostrohranné (56,5 %), i když polozaoblené tvary jsou také velmi hojné (43,5 %). Klasty tohoto agregátu mají převážně sférický tvar (44 %). Ostatní tvary, tj. diskovitý (24 %), sloupcovitý (16 %) a čepelovitý (16 %) jsou méně hojné. Největší klasty tvořily kvarcitu a ruly, jejichž velikost dosahovala až kolem 50 cm. Klasty křemene jsou výrazně menší a dosahují maximálně 4 cm. Klasty kvarcitu byly pouze angulární a diskovité.

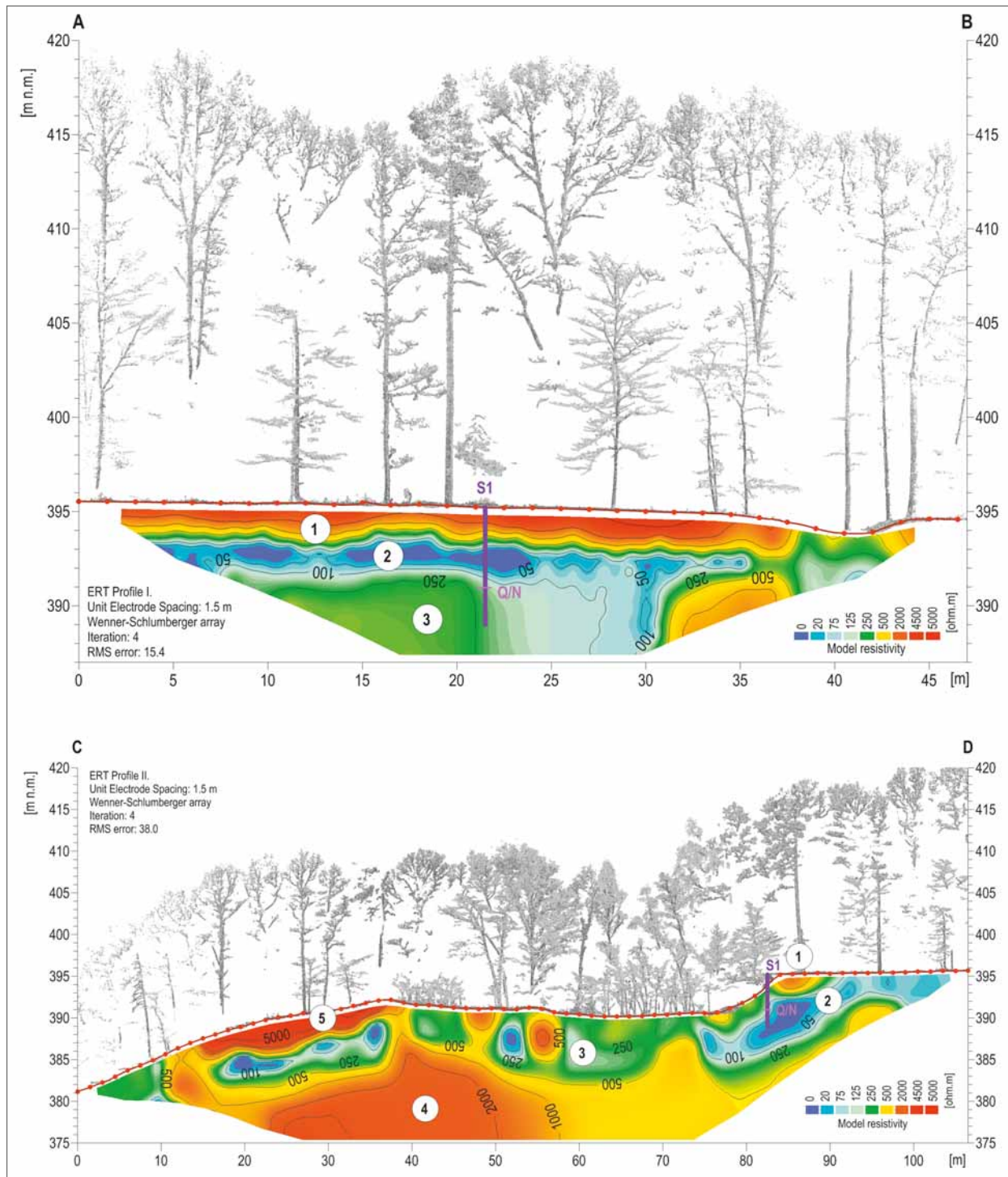
Střední velikost zrna Mz byla velmi proměnlivá od $-1,1$ do $-2,6 \Phi$ a hodnoty vytřídění σI byly velmi nízké tj. 3,9 až 4,3. Asociace průsvitných těžkých minerálů: zirkon (17,2 %), disthen (17,2 %), staurolit (13,9 %) a turmalín (13,3 %). Z dalších minerálů byl relativně častější apatit (8,6 %), granát (6,6 %) a monazit (5,3 %). Ostatní minerály (amfibol, spinel, rutil, epidot-zoisit, silimanit a titanit) byly zastoupeny pouze prvními procenty. Zajímavá byla přítomnost nezlomených dlouze prismatických turmalínů a zčásti i protáhlých zrn disthenu. Hodnota ZTR indexu byla 34,5 %.

V nadloží FA2 je nad ostrou erozní bází uloženo přibližně 0,5 m mocné těleso FA3, které představuje nejvíce variabilní část odkrytého sedimentárního profilu. Pro FA3 je typické střídání max. 20 cm, ale většinou do 10 cm, mocných těles facíí S1, G1 a G2. Ve spodní části FA3 je uloženo čokkovité neprůběžné těleso litofacie S1. V jeho nadloží lze sledovat rytmické střídání relativně mocnějších těles sedimentů litofacie G2 a méně mocných těles litofacie G1, která mají místy až diskontinuální průběh. Sedimenty S1 ukazují na transport celkově k V.

Naměřené ERT profily (obr. 4A a B) byly orientovány jednak podél okraje stěny těžebny (profil A-B, orientace ZSZ-VJV), a jednak kolmo ke stěně těžebny směrem k údolí řeky (profil C-D, orientace JJZ-SSV).

Interpretace

V rámci profilů (obr. 3 a 4) lze sledovat velmi nepravidelné podloží krystalinika, které omezuje

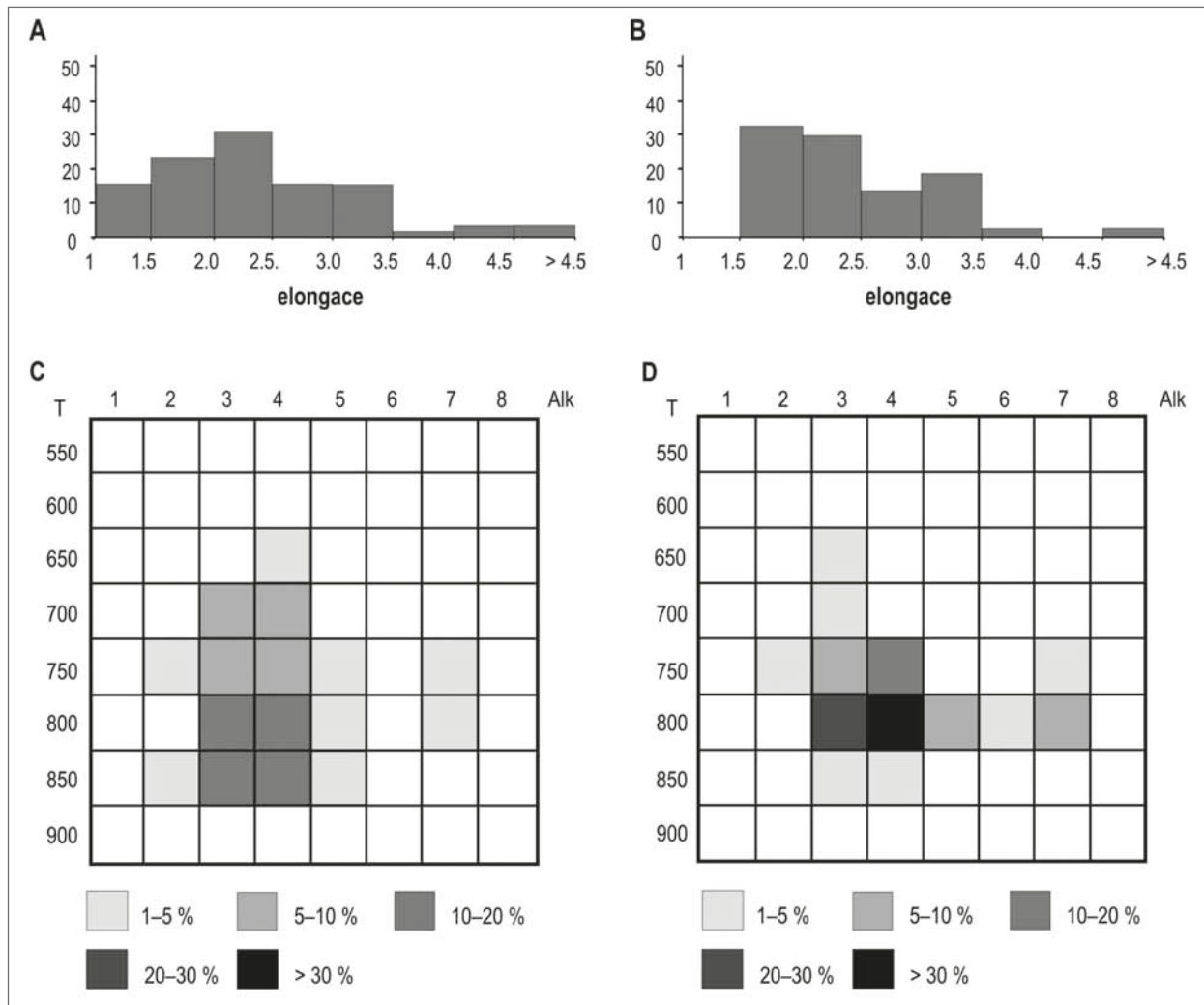


Obr. 4: ERT profily na zájmové lokalitě.
Fig. 4: ERT profiles on the locality.

a predisponuje výskyt sedimentů i samotnou těžebnu. Zachování neogenních písků je nejspíše reliktní a ostrůvkovitě. Dále lze odlišit silně vrstevnaté sedimenty FA1 a tenče vrstevnaté sedimenty FA2 a zejména FA3. V rámci profilu C–D lze sledovat ovlivnění sedimentárních těles také výrazným sklonem k řece Dyji. Nejvyšší partie profilu zde může tvořit i hrubozrný odval těžebny, následně resedimentovaný k JJZ.

Špatné vytrídění, přítomnost silně zvětralých klastů krystalinických hornin, proměnlivé zaoblení klastů

krystalinických hornin i křemene s výraznějším výskytem zaoblených valounů křemene, malá tvarová rozrůzněnost a hrubě planární až mírně ukloněné zvrstvení ukazují na trakční sedimentaci z vodního proudu se značnou energií proudění pro FA1. Facie S3 je interpretována jako sedimenty bazální části fluvialního valu, případně říčního koryta (Bridge 1993; Miall 1996). Jednoznačná interpretace je znemožněna neznalostí tvaru tělesa facie S3. Lze spekulovat o sedimentaci v rámci říčního koryta, ale i o sedimentaci z přívalového/štitového proudu.



Obr. 5: Diagramy pro hodnocené zirkony. A – Histogram elongace zirkonů pro FA1, B) Histogram elongace zirkonů pro FA2, C) Typologie zirkonů pro FA1 v Pupinově diagramu (Pupin 1980), D) Typologie zirkonů pro FA2 v Pupinově diagramu (Pupin 1980).
Fig. 5: Diagrams for studied zircons. A) Histogram of zircon elongation of FA1, B) Histogram of zircon elongation of FA2, C) Typology of zircons of FA1 in the Pupin diagram (Pupin 1980), D) Typology of zircons of FA2 in the Pupin diagram (Pupin 1980).

Zdrojem materiálu byly především intenzivně zvětralé krystalinické horniny moravika, které vystupují v nejbližším okolí lokality, a určitá část materiálu pochází ze starších sedimentů, které se mohly nacházet i v poněkud větší vzdálenosti než v nejbližším okolí. Křemen-živcový agregát však může pocházet také z hornin dyjského masivu. Relativně dobré vytřídění, ukloněné šikmé zvrstvení a malá mocnost sedimentárních těles litofacie S2 ukazují na trakční sedimentaci z vodního proudu s celkovým směrem transportu k JV. Sedimenty litofacie S2 jsou interpretovány jako sedimenty svrchních částí fluvialního valu. Faciální asociace odráží zdroj z intenzivně zvětralých metamorfovaných hornin a vcelku odpovídá asociaci těžkých minerálů popsaných pro spodnomiocenní sedimenty (eggenburg–otttang) z okraje karpatské předhlubně na Znojemsku (Batík et al. 1982; Čtyroky et al. 1990). Poměrně vysoká hodnota indexu ZTR ukazuje nejspíše na určitou roli redepozici ze starších sedimentů. Sedimenty litofacie FA1 jsou jako celek interpretovány jako neogenní sedimenty usazené z vodního proudu do ploché deprese protažené ve směru k JV.

V případě FA2 mocnost těles litofacií, masivní stavba, střídání podpurné struktury matrix a podpurné struktury valounů, výskyt kostrovité stavby, špatné vytřídění, relativně hojně ploše ležící protažené či ploché klasty a ploché ostré neerozní báze těles celkově vypovídají o sedimentaci z gravitačních proudů, které se lišily mechanismem transportu/podpurného mechanismu částic. Facii G2 lze spojit se sedimentací z nekohezivních úlomkotoků („debris flow“). V rámci facie G1 lze předpokládat menší roli nekohezivní matrix během transportu a vyšší roli přímého působení gravitace, tj. víceméně samostatný pohyb jednotlivých klastů („debris fall“) a případnou roli vody. Tyto rozdíly nejspíše odráží rozdílné klimatické podmínky panující během vzniku jednotlivých litofacií spojených s dostupností vody a jemnozrnného materiálu (matrix). Relativně velké mocnosti těles mohou poukazovat na relativní stabilitu podmínek či proximální či „hlavní“ části proudů. Přítomnost dlouze prizmatických „nezlomených“ krystalů v rámci asociace těžkých minerálů potvrzuje transport na relativně malou vzdálenost. Zdrojem materiálu byly především okolní krystalinické

horniny moravika, ale také starší neogenní sedimenty (nejspíše neogenní šterky). Křemen-živcový agregát však může pocházet také z hornin dyjského masivu. Lze předpokládat výraznější roli redepozice ze starších neogenních sedimentů pro litofacie G2. Sedimenty FA2 lze celkově považovat za koluviální sedimenty.

Sedimenty FA3 odráží podmínky transportu a redepozice z vodního proudu (S1), úlomkotoků (G2) a víceméně samostatného pohybu částic řízeného gravitací (G1). Výrazná přítomnost sedimentace z vodního proudu je důležitým klimatickým signálem. Sedimenty FA3 jsou tedy kombinací sedimentace z gravitačních a vodních proudů. Malá mocnost těles (především facie G1) ve srovnání s FA2 může odrážet marginální či distální části gravitačních proudů či výrazně menší stabilitu podmínek. Zdrojová oblast se obecně neliší od FA2, pravděpodobná je vyšší role místního materiálu.

Nadložní litofacie Gs není dále hodnocena, protože byla velmi pravděpodobně značně ovlivněna antropogenní činností (těžba, doprava...).

2. Studium zirkonů

Vzhledem k dominanci zirkonu v asociaci průsvitných těžkých minerálů byla tomuto minerálu věnována detailnější pozornost, neboť zirkon, jako jeden z nejstabilnějších těžkých minerálů, může poskytnout údaje o zdrojové hornině, charakteru transportu i redepozici. Kombinace metod posuzujících vnější i vnitřní charakteristiky zrn přináší informace o původu minerálu. Idiomorfní tvar zirkonů je považován za indikaci primárního zdroje a dokládá původ z magmatických či vulkanických hornin (Poldervaart 1950; Lihou, Mange-Rajetzky 1996). Zaoblená a polozaoblená zrna zirkonu mohou ukazovat na původ ze starších sedimentů – recyklace, z metamorfovaných hornin – primární zdroj nebo i magmatických hornin – sedimentární protolit či odraz kontaminace magmatu (Mader 1980; Winter 1981).

Ze sedimentů FA1 bylo celkem vyhodnoceno 110 zrn zirkonů. Zastoupení idiomorfních zirkonů představovalo 25,0 %, zatímco hypidiomorfní zirkony tvořily 35,3 % a zirkony nepravidelně kulaté 36,2 %. Ze sedimentů FA2 bylo vyhodnoceno 94 zrn zirkonů. Zastoupení idiomorfních zirkonů představovalo 24,7 %, zatímco hypidiomorfní zirkony tvořily 28,9 %, zirkony nepravidelně kulaté 44,3 % a kulaté zirkony 2,1 %.

Ve studovaném vzorku z FA1 nepatrně převažují čirá zrna (48,6 %) nad zrny zbarvenými (46,7 %). Hnědé zirkony tvoří 2,8 % a opakní 1,9 %. V hodnoceném vzorku z FA2 jsou výsledky hodnocení barvy zirkonů jen částečně odlišné. Převažují číré zirkony (57,7 %), následovány zirkony zbarvenými (34,0 %). Hnědé zirkony představují 7,2 % a zirkony opakní 1,0 %.

Zastoupení zonálních zirkonů bylo v sedimentech FA3 9,1 % a v sedimentech FA2 12,8 %. Zirkony se staršími jádry tvoří 2,7 % populace zirkonů ze sedimentů FA1 a 1,1 % ze sedimentů FA2. Zirkony s inkluzemi představovaly 95,5 % studovaných zrn v sedimentech FA1 a 90,4 % v sedimentech FA2.

Elongace zirkonů (poměr nejdelší osy/délky a nejkratší osy/šířky krystalů) může být využita k bližšímu určení zdroje zirkonů (Poldervaart 1950; Zimmerle 1979; Winter 1981) a poskytuje informace také o krystalizační teplotě (Pupin 1980). Průměrná hodnota elongace zirkonů z neogenních sedimentů FA1 byla 2,5. Zirkony s elongací vyšší než hodnota 2,0 převažují, když tvoří 60,7 %. Zirkony s elongací nad 3 reprezentují 19,7 % a zirkony s elongací nad 4 7,2 %. Takové zirkony jsou spojovány s magmatickým/vulkanickým původem (Zimmerle 1979) a jen omezeným transportem. Maximální hodnota elongace byla 7,8. Hodnoty elongace pro zirkony z kvarterních sedimentů FA2 byly částečně odlišné. Průměrná hodnota elongace byla 2,5 a maximální 5,5. Zirkony s elongací nad 2 představovaly 77,4 %, zirkony s elongací nad 3 23,2 % a s elongací nad 4 pouze 2,3 % populace zrn. Rozložení elongace je ukázáno na obrázku 5A a B.

Zirkony dále vykazují srůsty a jsou často rozpukané. Hodnocení rozpukání zirkonu z FA1 ukazuje, že nerozpukané zirkony mírně převažují (54 %) nad zirkony puklými. Dále 41,6 % zrn vykazuje pukliny přibližně kolmé k nejdelší ose A, kdežto jen omezeně (4,4 %) kolmé k nejkratší ose C. Velmi podobná je situace u zirkonů z FA2, kde 53,2 % zirkonů je nerozpukáných, 41,5 % je puklých kolmo k ose A a pouze 5,3 % kolmo k ose C. Drobné trhliny a praskliny vykazuje 86,4 % zirkonů z FA1 a 95,7 % zirkonů z FA 2.

Také typologie zirkonu může poskytovat údaje o bližších podmínkách krystalizace, tedy o mateřském magmatu. Rozdílná typologie zirkonů rozdílných magmatických rezervoárů byla ověřena a data využita k provenienčním studiím (Pupin 1980, 1985; Finger, Haunschmid 1988, etc.). V rámci zirkonů z FA1 byly nejvíce zastoupeny typologické subtypy S18 (12,6 %), S22 (12,6 %), S17 (11,0 %), S23 (10,1 %), S12 (9,5 %) a S13 (9,5 %). Další subtypy S3, S7, S8, S11, S14, S19, S21, S24, P3 a P4 byly zastoupeny méně. Pro zirkony z FA2 byla zjištěna dominance subtypu S18 (30,8 %), S17 (24,8 %), S13 (12,8 %) a S12 (8,8 %). Ostatní subtypy S2, S7, S11, S19, S20, S22, S23, P3 a P4 mají menší zastoupení. Rozložení typů zirkonů je znázorněno na obrázku 4C a D.

Interpretace

Srovnání typologie ukazuje celkově na společný zdroj pro sedimenty FA1 a FA2. Spektrum zirkonů je poměrně široké (lze částečně uvažovat o primárním zdroji především z aluminických granitoidů) a především pro neogenní sedimenty je provenience relativně široká. Relativně vyšší zastoupení protáhlých zirkonů ukazuje na roli vulkanických hornin ve zdrojové oblasti. Pro sedimenty FA2 je zdroj zirkonů více uniformní. Lze doložit určitou podobnost v zastoupení hlavních subtypů zirkonů s hodnotami zjištěnými v rámci žerotického souvrství (Nehyba et al. 2019) a předpokládat dominantní původ zirkonů z hornin moravika.

Diskuze a závěr

Geofyzikální studium potvrdilo velmi nepravidelný povrch krystalinika a akumulace sedimentů vázané na mísovité deprese krystalinického podloží.

Valounová analýza spolu s analýzou těžkých minerálů ukázaly na zdroj z intenzivněji zvětralého krystalinika v případě sedimentů FA1 (neogén), i v případě nadložních kvartérních (pliocenních?) sedimentů (FA2 a FA3). Výraznější zastoupení křemene a jeho vyšší zaoblení zjištěné pro neogenní sedimenty ukazuje na redepozici části materiálu ze starších sedimentů, jiný způsob transportu a depozičního prostředí ve srovnání s nadložními sedimenty kvartérními. Neogenní sedimenty lze spojit s existencí vodního toku, kdežto kvartérní sedimenty mají charakter depozice z gravitačních proudů v rámci koluvia. Minerální zralost sedimentů spolu s vysokým zastoupením stabilních těžkých minerálů poukazují na existenci rozsáhlého pokryvu zvětralin vzniklých v rámci intenzivních zvětrávacích pochodů. Malé zachování těchto zvětralin lze spojit s jejich erozí a redepozicí. Podobně můžeme oprávněně předpokládat rozsáhlé pokryvy neogenních sedimentů především křemenných

šterků (viz vysoké zastoupení zaoblených valounů křemene v kvartérních sedimentech) v zájmové oblasti, které již nejsou zachovány. Lze spekulovat o spojení zjištěných neogenních sedimentů s výskyty křemenných šterků a písků na SZ a JV od Lukova.

Polymiktní charakter zastižených šterků je zřetelně odlišuje od neogenních šterků známých z okolí Kraví hory v nejvýchodnější části NP Podyjí (Nehyba 2003). Popsané sedimenty vypovídají o relativně dynamickém reliéfu v zájmové oblasti. Jako zajímavé se jeví srovnání těchto sedimentů s lokalitami v rámci NP Thayatal v Rakousku (např. v okolí Merkersdorfu).

Poděkování

Za posouzení příspěvku a připomínky jsme povinováni díkem recenzentům Janu Vítovi a Martinu Hanáčkovi. Terénní práce proběhly s laskavým souhlasem Správy NP Podyjí ve Znojmě.

Literatura

- Batík, P., Čtyroký, P., Klečák, J., Gabriel, M., Štych, J., Střída, M., Šalanský, K., Zeman, A., Holásek, O. (1982). Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, list 34-131, Šatov. 72 s., Ústřední ústav geologický. Praha.
- Batík, P. red. (1990). Geologická mapa ČR. List 33-24 Hnanice. Měřítko 1 : 50 000. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Batík, P. (1992). Geologická mapa Národního parku Podyjí. Český geologický ústav, Praha.
- Batík, P., Barnett, I., Čtyroký, P., Čurda, J., Havlíček, P., Hazdrová, M., Líbalová, J., Šalanský, K. (1995). Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 33-242, Hnanice. 27 s. Ústřední ústav geologický. Praha.
- Brzák, M. (1998). Příspěvek k vývoji údolí Dyje mezi Vranovem a Znojmem na základě morfometrické analýzy a výzkumu fluvialních sedimentů. – Geografie, Sborník ČGS, 103, 1, 31–45, Praha.

- Bridge, J. S. (1993). Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. – *Sedimentology*, 40, 801–810, Oxford. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01361.x>
- Finger, F., Hauns Schmid, B. (1988). Die mikroskopische Untersuchungen der akzessorischen Zirkone als Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten – eine Studie im nordöstlichen oberösterreichischen Moldanubikum. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 131/2, 255–266, Wien.
- Folk, R. L., Ward, W. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26. Tulsa. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Čtyroký, P., Batík, P., Gabriel, M., Šalanský, K., Holásek, O., Klečák, J., Mátl, V., Líbalová, J., Střída, M., Matějovská, O., Štych, J., Zeman, A. (1990). Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, list 34-113, Znojmo. – 79 s. Ústřední ústav geologický. Praha.
- Jenček, V., Havlíček, P., Dornič, J., Šalanský, K., Hazdrová, M., Střída, M., Líbalová, J., Dudek, A. (1984). Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, list 33-223, Vranov. – 60 s. Ústřední ústav geologický. Praha.
- Havlíček, P. (1990). Kvartérně geologický výzkum území na listu 33-224 Kravsko. – *Zprávy o geologických výzkumech v r. 1989*, 67.
- Havlíček, P. (2003). NP Podyjí: revizní kvartérně-geologický výzkum a mapování v letech 2001 a 2002. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002*, 71–73.
- Hubert, J. F. (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, 440–450.
- Karásek, J. (1985). Geomorfologická charakteristika reliéfu jižní části Znojemska. – *Sborník Československé geografické společnosti* 90, 3, 177–189. Academia Praha.
- Kirchner, K., Ivan, A., Andrejkovič, T. (1997). Geomorfologický výzkum Národního parku Podyjí a jeho severního okolí. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1996*, 10–12.
- Kirchner, K., Ivan, A., Brzák, M. (1996). K rozšíření kvartérních fluvialních sedimentů v údolí Dyje v NP Podyjí. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1995*, 21–23.
- Kirchner K., Ivan, A., Hofirková, S., Petrová, A., Andrejkovič, T. (2000). Antropogenní transformace reliéfu východní části Národního parku Podyjí. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1999*, 31–33.
- Kirchner, K., Ivan, A., Hubatka, F., Nehyba, S. (1999). Reliéf východního okraje Národního parku Podyjí. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1998*, 21–23.
- Krumbein, W. C., Sloss L. L. (1955). *Stratigraphy and sedimentation*. – W. H. Freeman and co., 660 pp.
- Lihou, J. C., Mange-Rajetzký, M. A. (1996). Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. – *Sedimentary Geology*, 105, 141–157. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00147-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00147-6)
- Mader, D. (1980). Weitergewachsene Zirkone im Bundsandstein der Westeifel. – *Der Aufschluss*, 31, 163–170.
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. – Springer Verlag, 582 pp., Berlin.
- Nehyba, S. (2003). Štěrky na lokalitě Kraví hora u Konic. – *Thayensia*, 3, 3–12.
- Nehyba, S., Otava, J., Tomanová Petrová, P., Gazdová, A. (2019). The foreland state at the onset of the flexurally induced transgression – data from provenance analysis at the peripheral Carpathian Foredeep (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 2, 241–260. <https://doi.org/10.2478/geoca-2019-0014>
- Nemec, W. (2005). Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses. – *Institut für geovitenskap, Universitetet i Bergen*, 1–28.
- Poldervaart, A. (1950). Statistical studies of zircon as a criterion in granitization. – *Nature*, 165, 574–575. <https://doi.org/10.1038/165574b0>
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 1, 118. Tulsa. <https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Powers, M. C. (1982). Comparison chart for estimating roundness and sphericity. – *AGI Data Sheet* 18.
- Pupin, J. P. (1980). Zircon and Granite Petrology. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 207–220.
- Pupin, J. P. (1985). Magmatic zoning of hercynian granitoids in France based on zircon typology. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 65, 29–56. <https://doi.org/10.1007/BF00381441>
- Roetzel, R., Fuchs, G., Batík, P., Čtyroký, P. (1999). Geologische Karte der Republik Österreich. 1 : 50 000. 9 Retz. – *Geologische Bundesanstalt*. Wien.
- Roetzel, R., Fuchs, G., Batík, P., Čtyroký, P. (2004). Geologische Karte der Nationalparks Thayatal and Podyjí. 1 : 25 000. – *Geologische Bundesanstalt*. Wien.
- Roetzel, R., Fuchs, G., Havlíček, P., Übl, Ch., Wrbka, T. (2005). Geologie im Fluss. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí. – *Geologische Bundesanstalt*. Wien. 1–92.
- Roštinský, P., Šmerda, J., Nováková, E. (2016). Geomorfologické a petrografické aspekty fluvialních sedimentů v oblasti dolní Rokytné. – *Thayensia (Znojmo) 2016*, 13, 15–58.
- Šušolová, J. (2005). Správe na území Národního parku Podyjí. – *Acta musei moraviae, scientiae geologicae*, 155–169.
- Tucker, M. ed. (1988). *Techniques in Sedimentology*. – Blackwell Science, 1,394.
- Walker, R. G., James, N. P. (1992). Facies Models. Response to sea level changes. – *Geological Association of Canada*, 1–380, Toronto.
- Winter, J. (1981). Exakte tephro-stratigraphische Korrelation mit morphologisch differenzierten Zironpopulationen (Grenzberreich Unter/Mitteldevon, Eifel-Ardennen). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 162, 97–136.
- Zimmerle, W. (1979). Accessory zircon from rhyolite, Yellowstone National Park (Wyoming, U.S.A.). – *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft*, 130, 361–369.
- Zingg, T. (1935). Beiträge zur Schotteranalyse. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 15, 39–140.

Měkkýší fauna (Gastropoda, Bivalvia) z lokality Mušlov (vídeňská pánev)

Mollusc fauna (Gastropoda, Bivalvia) from locality Mušlov (Vienna Basin)

Tomáš Turek✉, Šárka Hladilová

Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words:

Vienna Basin, Neogene, Badenian, Mušlov, Mollusca, paleontology

✉ tomasturek159@email.cz

Editor:

Pavla Tomanová Petrová

Abstract

The Mušlov locality is situated 3.5 km ESE from the town of Mikulov and it is a part of the Vienna Basin. On the locality a profile rich in shallow-water middle Miocene (Badenian) fauna was uncovered. Its substantial part was deposited in fine-grained calcareous sand, to a lesser extent the fauna also occurred in pebbles and blocks of gray algal limestones. Mainly stone cores with calcareous and degrading shells were found in the limestones, while in the calcareous sands the fossils were well preserved. A rich set of small fauna from fine-grained sand was obtained by washing of samples. There have been determined 73 species of Gastropoda and 25 species of Bivalvia. The most abundant species of gastropods are *Tricolia eichwaldi*, *Rissoina podolica*, *Bittium reticulatum*, *Gibbula aff. umbilicalis*, *Jujubinus striatus*, *Neritina picta* and *Turritella bicarinata*. Among bivalves the most abundant species are *Cardites partschi partschi* and *Linga columbella*. Quantity and degree of conservation of fauna indicate minimal transport and slow sedimentation on the sea floor. Based on the found species, the fauna was mainly bound to a fine-grained substrate but there were also species that preferred the solid substrate. The abundant occurrence living on algal species is evidenced by their rich stands. The fauna lived in the shallow sea with a good oxygenation and a normal salinity. The occurrence of some species documents a warm sea between 20–28 °C.

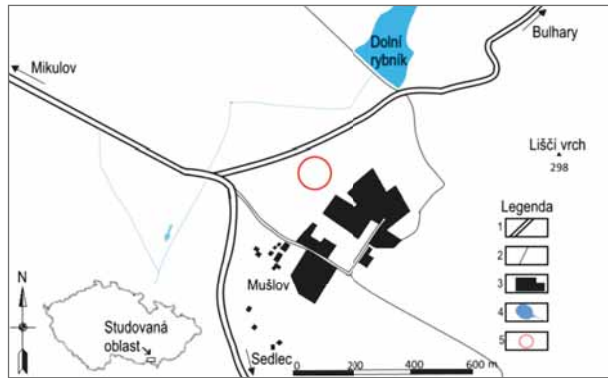
Úvod

Studovaná lokalita geologicky náleží k vídeňské pánvi a v dnešní době je součástí Chráněné krajinné oblasti Pálava. Je tvořena rozsáhlou písčivou založenou v neogenních a pleistocenních sedimentech. Písčivna leží 3,5 km vjv. od Mikulova a 1,8 km sz. od kostela v Sedleci u Mikulova (obr. 1) a v nedávné době byla částečně rekultivována. Jihovýchodní část písčivny je ponechána jako geologický profil. Sedimenty vyskytující se v této písčivně (obr. 2) jsou reprezentovány převážně písky a šterky, v některých částech písčivny vystupují na povrch valouny a bloky řasových vápenců. V písčích a řasových vápencích se hojně vyskytuje fosilní mořská fauna. První, kdo se zabýval touto lokalitou, byl Hörnes (1870), který uvedl Mušlov jako jedno z nalezišť měkkýšů vídeňské pánve a popsal odtud 17 druhů mlžů. První samostatný článek pojednávající o lokalitě publikoval Jüttner (1933), který z ní popsal šterky a písky s přeplavenou miocenní faunou. Procházková (1981) našla v horních partiích písčivny doklady o redepozici badenské fauny do pleistocenních sedimentů a uvedla z nich několik zástupců pleistocenních gastropodů. V poslední době byla lokalita zpracována např. Hrabovským (2009), který determinoval druhy červených řas v řasových

Doporučená citace článku:

Turek, T., Hladilová, Š. (2019). Měkkýší fauna (Gastropoda, Bivalvia) z lokality Mušlov (vídeňská pánev). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 58–65.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-58>



Obr. 1: Pozice studované lokality Mušlov. Legenda: 1 – komunikace; 2 – cesta; 3 – obydlená plocha; 4 – vodní plocha; 5 – studovaná lokalita.
Fig. 1: Position of the studied locality Mušlov. Legend: 1 – road; 2 – path; 3 – inhabited area; 4 – water area; 5 – studied locality.



Obr. 2: Pohled na pískovnu Mušlov z j. strany s pozicí studovaného profilu.
Fig. 2: A view of the sand pit Mušlov from the south with position of the studied profile.

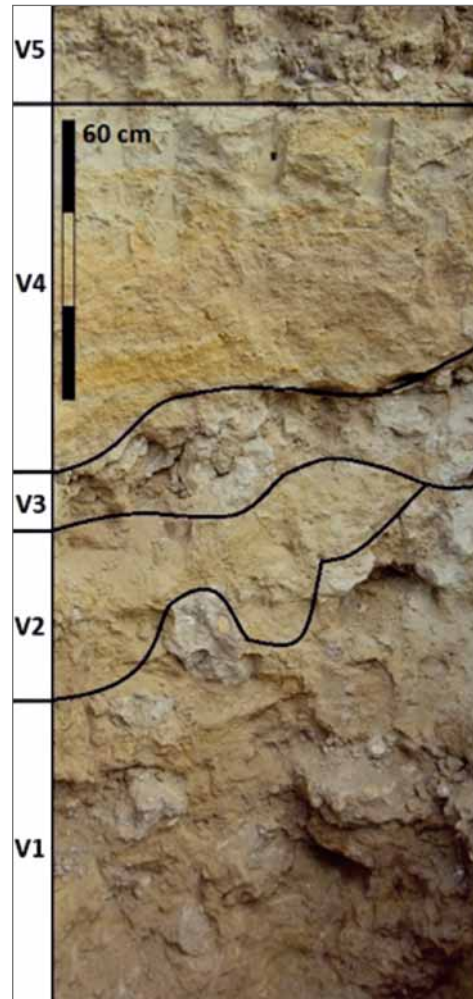
vápencích nebo Osvaldovou (2011) a Turkem (2016), kteří se zabývali převážně měkčí faunou. Lokalita byla součástí exkurzních lokalit na mezinárodní konferenci Molasse Meeting 2016 (Tomanová Petrová, Turek 2016).

Metodika

V jihozápadní části mušlovské pískovny (N 48°47'27,804" E 16°40'48,481") byl v badenských sedimentech odkryt geologický profil o rozměrech 210 × 120 × 110 cm (obr. 3). Profil byl vytvořen v jemnozrnných vápnitých píscích převážně žluté až hnědožluté barvy a šedých řasových vápencích. Převážná část makrofauny byla získána z výplavu jemnozrnného vápnitého písku z vrstev 2 a 4. Plavení bylo provedeno na sítích o rozměrech 5 mm, 2 mm a 0,5 mm. Ve vrstvách 1 a 3 byly vzorky makrofauny získány z šedých řasových vápenců. Většina exemplářů byla dobře zachována, proto se daly určit do rodů a většina i do druhů. K systematickému určení byly použity převážně práce Baluka (1975, 1995, 1997, 2003, 2006).

Popis zkoumaného profilu

Vrstva 1 (průměrná mocnost 90 cm) je tvořena především šedými až šedožlutými valouny řasových vápenců



Obr. 3: Profil výkopu na lokalitě Mušlov. Legenda: V1 – valouny a bloky vápence s polohami vápnitého písku; V2 – vápnitý písek; V3 – valouny vápence s polohami vápnitého písku; V4 – vápnitý písek; V5 – osyp.
Fig. 3: Profile of the excavation at the locality Mušlov. Legend: V1 – boulders and blocks of limestones with positions of calcareous sand; V2 – calcareous sand; V3 – boulders and blocks of limestones with positions of calcareous sand; V4 – calcareous sand; V5 – talus.

(do 50 cm) s drobnými polohami (do 1 cm) jemnozrnného žlutohnědého vápnitého písku s neurčitelnými fragmenty fauny. Na bázi profilu jsou valouny vápenců větší, silně navětralé, směrem do nadloží se zmenšují, ale jsou pevnější. Ve vápencích byla nalezena druhově chudá fauna s převažujícími mlži, především (pod)druhy *Glycymeris pilosa deshayesi* a *Panopea menardi*. Z třídy plžů převládá druh *Conus* sp. Většina jedinců nalezených v této vrstvě byla zachována ve formě kamenných jader s ojedinělými pozůstatky původních schránek na povrchu.

Vrstva 2 je tvořena jemnozrnným vápnitým pískem žlutohnědé barvy, který obsahuje malé úlomky (do 5 cm) šedých řasových vápenců. Tato vrstva má proměnlivou mocnost od 20 cm až po úplné vyklínění na pravé straně profilu. V tomto sedimentu byla nalezena bohatá makrofauna. Mezi nejhojnější zástupce plžů patří *Turritella bicarinata*, *Tricolia eichwaldi*, *Bittium reticulatum*, *Gibbula* aff. *umbilicalis*, *Jujubinus striatus*, *Neritina picta* a *Rissoina*

Tab. 1: Nalezené druhy měkkýšů z lokality Mušlov.

Tab. 1: Found species of mollusc from the locality Mušlov.

Třída Gastropoda			
Čeleď	Druh	Počet	Vrstva
Rissoidae (Gray, 1847)	<i>Alvania (Alvania) perregularis</i> (Sacco, 1895)	12	4
	<i>Alvania (Alvania) ampulla</i> (Eichwald, 1853)	61	4, 2
	<i>Rissoina (Rissoina) podolica</i> Cossmann, 1921	129	4, 2
	<i>Rissoina (Phosinella) steinabrunnensis</i> (Sacco, 1895)	3	4
	<i>Rissoina</i> sp.	3	4
	<i>Mohrensternia</i> cf. <i>inflata</i> (Hörnes, 1856)	2	4
	<i>Manzonina</i> cf. <i>miocrassica</i> (Sacco, 1895)	2	4
	<i>Caecum</i> cf. <i>tenuicostulatum</i> (de Folin, 1881)	4	4
Caecidae (Gray, 1850)			
<i>Crepidula (Janacus) crepidula</i> (Linnaeus, 1767)	1	4	
Calyptraeidae (Lamarck, 1809)			
<i>Trivia</i> aff. <i>europaea</i> (Montagu, 1808)	2	4	
Triviidae (Troschel, 1863)			
<i>Zonaria dertamygdaloides</i> (Sacco, 1894)	1	4	
Cypraeidae (Rafinesque, 1815)			
<i>Euspira helicina</i> (Brocchi, 1814)	28	4, 2	
Naticidae (Guilding, 1834)			
<i>Petalococonchus intortus</i> (Lamarck, 1818)	24	4	
Vermetidae (d'Orbigny, 1840)			
<i>Lemintina arenaria</i> (Linnaeus, 1766)	31	4	
Cerithiidae (Fleming, 1828)			
<i>Bittium (Bittium) reticulatum</i> (da Costa, 1779)	103	4, 2	
<i>Bittium spina</i> (Partsch, 1856)	7	4	
<i>Cerithium (Thericium) vulgatum europaeum</i> (Mayer, 1878)	48	4, 2	
<i>Cerithium vulgatum miospinosum</i> (Sacco, 1895)	2	4	
<i>Cerithium bronni</i> (Partsch in Hörnes, 1845)	26	4, 2	
<i>Cerithium zeuschneri</i> (Pusch, 1837)	7	4, 2	
Turritellidae (Lovén, 1847)			
<i>Turritella spirata</i> (Brocchi, 1814)	23	5, 4	
<i>Turritella bicarinata</i> (Eichwald, 1830)	311	5, 4, 3, 2, 1	
<i>Turritella vermicularis tricincta</i> (Borson, 1812)	1	5	
<i>Turritella</i> sp. (Lamarck, 1799)	1	4	
Litiopidae (Gray, 1847)			
<i>Alaba elata</i> (Boettger, 1901)	1	4	
<i>Alaba costellata anomala</i> (Eichwald, 1850)	3	4	
Cerithiopsidae (H. Adams a A. Adams, 1854)			
<i>Seila (Seila) trilineata</i> (Philippi, 1836)	1	4	
<i>Cerithiopsis</i> sp. (Forbes a Hanley, 1850)	2	4	
<i>Cerithiopsis (Dizioniopsis)</i> cf. <i>bilineata</i> (Hörnes, 1856)	1	4	
Triphoridae (Gray, 1847)			
<i>Monophorus</i> cf. <i>perversus</i> (Linnaeus, 1758)	1	4	
Epitoniidae (Berry, 1910)			
<i>Cirsotrema dalli</i> (Rehder, 1945)	1	4	
Muricidae (Fleming, 1828)			
<i>Hadriana</i> sp. (Bucquoy a Dautzenberg, 1882)	1	4	
Olividae (Latreille, 1825)			
<i>Oliva (Neocylindrus) dufresnei</i> (Basterot, 1825)	4	4	
<i>Ancilla (Baryspira) glandiformis</i> (Lamarck, 1810)	20	4, 2	
Mitridae (Swainson, 1931)			
<i>Mitraria (Mitraria) goniophora</i> (Bellardi, 1850)	1	4	
<i>Vexillum ebenus</i> (Lamarck, 1811)	4	4	
<i>Vexillum (Costellaria)</i> cf. <i>pseudorectica</i> (Boettger, 1901)	1	4	
<i>Vexillum</i> sp. (Röding, 1798)	2	4	
Conidae (Fleming, 1822)			
<i>Lautoconus ponderosus</i> (Brocchi, 1814)	1	2	
<i>Comilithes exaltatus</i> (Eichwald, 1830)	8	4, 2	
<i>Conus (Lautoconus) posticestriatus</i> Kojumdjieva, 1960	5	4	
<i>Comilithes</i> cf. <i>brezinae</i> (Hoernes a Auinger, 1879)	4	4	
<i>Lautoconus</i> cf. <i>steinabrunnensis</i> (Sacco, 1893)	4	4, 2	
<i>Kalloconus berghausi</i> (Michelotti, 1847)	1	4	
<i>Conus</i> sp. 1 (Linnaeus, 1758)	1	4	
<i>Conus</i> sp. 2 (Linnaeus, 1758)	2	3	
Turridae (Swainson, 1840)			
<i>Mangelia vulpecula</i> (Brocchi, 1814)	1	4	
<i>Cythara (Mangelia) contracta</i> (Bellardi, 1877)	1	4	
<i>Cythara</i> sp. (Schumacher, 1817)	2	4	
<i>Philbertia</i> sp. (Monterosato, 1884)	1	4	
Mangeliidae (Fischer, 1883)			
<i>Gibberulina philippi</i> (Monterosato, 1878)	5	4	
Nassariidae (Iredale, 1835)			
<i>Hinia colorata vindobonensis</i> (Mayer, 1856)	27	4, 2	
Fascioliariidae (Gray, 1853)			
<i>Fusus valenciennesi</i> (Grateloup, 1840)	1	4	
<i>Euthriofusus</i> sp. (Cossmann, 1901)	1	3	
Neritidae (Rafinesque, 1815)			
<i>Neritina picta</i> (Férussac, 1825)	123	4, 2	
Phasianellidae (Swainson, 1840)			
<i>Tricolia eichwaldi</i> (Hörnes, 1856)	214	4, 2	
Cyclostrematidae (Fischer, 1885)			
<i>Leucorhynchia rotellaeformis</i> (Grateloup, 1840)	10	4, 2	

Třída Gastropoda – pokračování

Čeleď	Druh	Počet	Vrstva
Trochidae (Rafinesque, 1815)	<i>Gibbula biangulata</i> (Eichwald, 1830)	1	4
	<i>Gibbula (Gibbula) buchi</i> (Dubois, 1831)	4	4
	<i>Gibbula</i> sp. (Risso, 1826)	1	4
	<i>Gibbula</i> aff. <i>umbilicalis</i> (da Costa, 1778)	178	4, 2
	<i>Jujubinus striatus</i> (Linnaeus, 1758)	125	4, 2
	<i>Clanculus araonis</i> (Basterot, 1825)	3	4
Turbinidae (Rafinesque, 1815)	<i>Astraea (Bolma) meynardi</i> (Michelotti, 1847)	3	4, 5
	<i>Astraea (Bolma)</i> cf. <i>granosa</i> (Borson, 1821)	1	4
	<i>Bolma perangulata</i> (var. <i>spinosa</i>) (Friedberg)	1	4
Fissurellidae (Fleming, 1822)	<i>Diodora italica</i> (Defrance, 1820)	21	4, 2
Pyramidellidae (Gray, 1840)	<i>Clathrella clathrata</i> (Philippi, 1844)	2	4
	<i>Pyramidella plicosa</i> (Bronn, 1838)	12	4, 2
Retusidae (Thiele, 1925)	<i>Retusa elongata</i> (Eichwald, 1830)	3	4
Ringiculidae (Philippi, 1853)	<i>Ringicula auriculata</i> (Ménard de la Groye, 1811)	4	4, 5
	<i>Ringicula</i> cf. <i>costata</i> (Eichwald, 1831)	1	4

Třída Bivalvia

Čeleď	Druh	Počet	Vrstva
Arcidae (Fleming, 1828)	<i>Anadara turonica</i> (Dujardin, 1837)	35	4, 2
	<i>Anadara</i> sp. (Gray, 1847)	1	4
	<i>Arca nae</i> (Linnaeus, 1758)	1	4
Noetiidae (Stewart, 1930)	<i>Striarca lactea</i> (Linnaeus, 1758)	10	4
Glycymerididae (Dall, 1908)	<i>Glycymeris pilosa deshayesi</i> (Mayer, 1868)	12	4, 3, 2, 1
Spondylidae (Gray 1826)	<i>Spondylus crassica</i> (Lamarck, 1819)	4	4
Pectinidae (Lamarck, 1819)	<i>Gigantopecten</i> cf. <i>latissimus</i> (Brocchi, 1814)	5	3
Plicatulidae (Wilson 1930)	<i>Plicatula mytilina</i> (Philippi, 1836)	11	4, 2
Pinnidae (Leach, 1819)	<i>Pinna tetragona</i> (Brocchi, 1814)	1	3
Chamidae (Lamarck, 1809)	<i>Chama gryphoides</i> (Linnaeus, 1758)	2	4
	<i>Chama gryphina</i> (Lamarck, 1819)	11	4
	<i>Pseudochama gryphina</i> (Lamarck, 1819)	1	4
Lucinidae (Fleming, 1828)	<i>Codakia haidingeri</i> (Hörnes, 1865)	3	4
	<i>Codakia leonina</i> (Basterot, 1825)	1	4
	<i>Gibbolucina transversa</i> (Bronn, 1831)	2	4
	<i>Linga columbella</i> (Lamarck, 1818)	192	5, 4, 3, 2, 1
	<i>Loripes dentatus niveus</i> (Eichwald 1830)	18	4, 2
Mesodesmatidae (Gray, 1840)	<i>Ervilia pusilla</i> (Philippi, 1836)	21	4, 2
Veneridae (Leach, 1819)	<i>Venus subrotunda</i> (Defrance, 1828)	2	4
	<i>Circomphalus haidingeri</i> (Hörnes, 1862)	2	4
	<i>Clausinella scalaris</i> (Bronn, 1831)	1	4
	<i>Periglypta</i> sp. (Jukes-Brown, 1914)	1	4
Carditidae (Lamarck, 1809)	<i>Cardita crassa vindobonensis</i> (Sacco, 1899)	1	2
	<i>Cardites partschi partschi</i> (Goldfuss, 1837)	258	5, 4, 3, 2, 1
Hiatellidae (Gray, 1824)	<i>Panopea menardi</i> (Deshayes, 1828)	6	3, 1
Nuculidae (Lamarck, 1799)	<i>Nucula</i> cf. <i>nucleus</i> (Linnaeus, 1758)	1	4

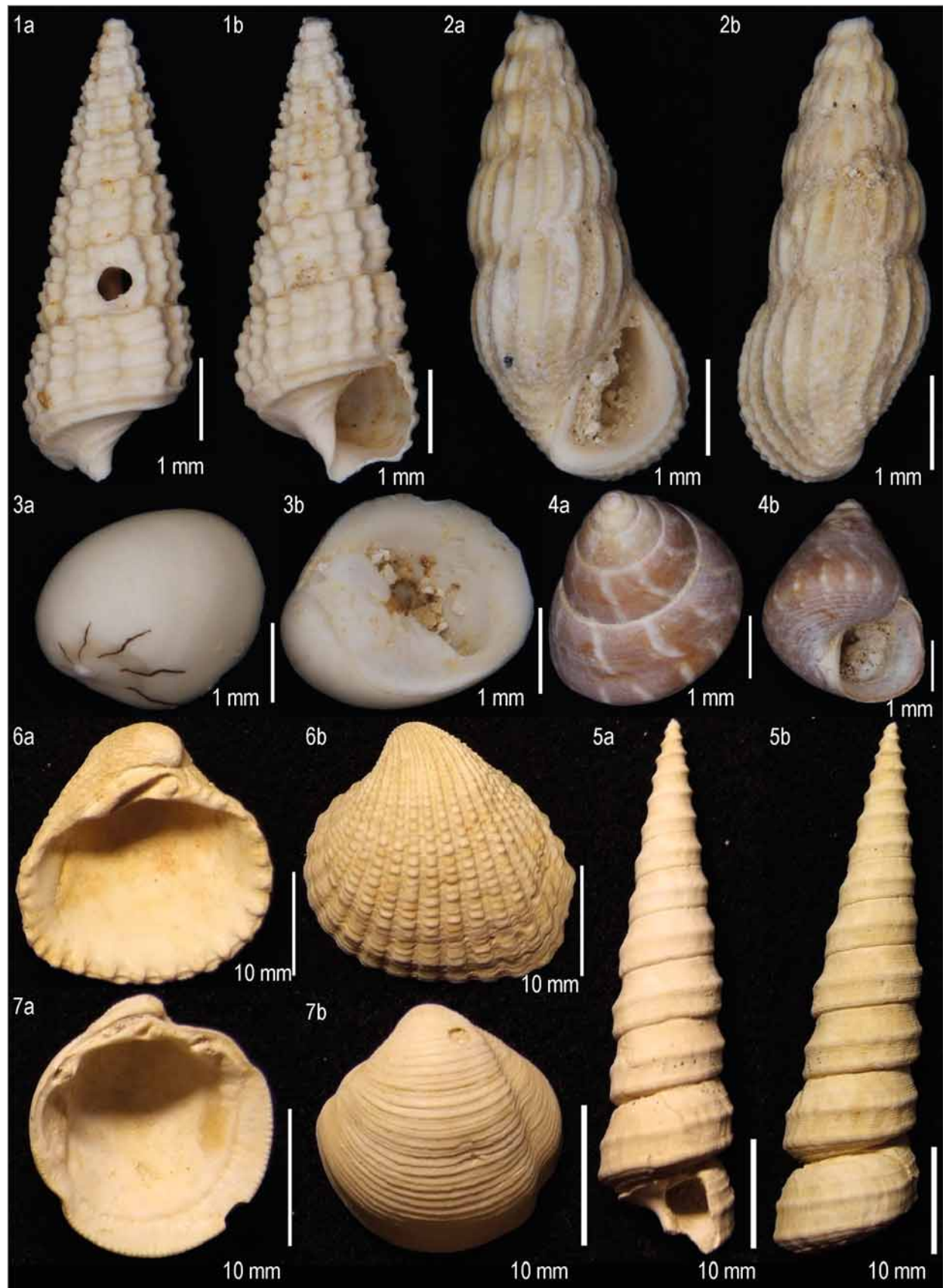
Třída Scaphopoda

Čeleď	Druh	Počet	Vrstva
Dentaliidae Children 1834	<i>Fissidentalium badense</i> Partsch, 1856	3	4
	<i>Dentalium</i> cf. <i>michelotti</i> Hörnes, 1856	4	4

podolica, z mlžů jsou to *Linga columbella* a *Cardites partschi partschi*.

Vrstva 3 (průměrná mocnost 24 cm) je tvořena úlomky a valouny šedých řasových vápenců s drobnými polohami žlutohnědých jemnozrnných vápnitých písků. Fauna v něm nalezená je stejná jako ve vrstvě 1, až na nálezy několika jedinců druhu *Macrochlamis nodosiformis* a jednoho exempláře druhu *Pinna tetragona*.

Vrstva 4 (průměrná mocnost 65 cm) je tvořena převážně jemnozrnným vápnitým pískem žlutohnědé barvy na bázi s postupným přechodem ke světle šedé ve svrchní části vrstvy. Uprostřed vrstvy se objevuje čocka narůžovělého písku, která na obou stranách profilu vyklíňuje. Na bázi vrstvy 4 se v malém množství objevují úlomky šedých řasových vápenců. V této části se také nacházejí kamenná jádra druhu *Conus* sp. V celé vrstvě 4 byla nalezena nejbohatší fauna s největším množstvím



Obr. 4: Nejhojněji nalezené druhy měkkýšů. 1a, b – *Bittium (Bittium) reticulatum* (da Costa, 1779); 2a, b – *Rissoina (Rissoina) podolica* Cossmann, 1921, 3a, b – *Neritina picta* (Férussac, 1825); 4a, b – *Jujubinus striatus* (Linnaeus, 1758); 5a, b – *Turritella bicarinata* (Eichwald, 1830); 6a, b – *Cardites partschi partschi* (Goldfuss, 1837); 7a, b – *Linga columbella* (Lamarck, 1818).

Fig. 4: The most abundant species of molluscs. 1a, b – *Bittium (Bittium) reticulatum* (da Costa, 1779); 2a, b – *Rissoina (Rissoina) podolica* Cossmann, 1921, 3a, b – *Neritina picta* (Férussac, 1825); 4a, b – *Jujubinus striatus* (Linnaeus, 1758); 5a, b – *Turritella bicarinata* (Eichwald, 1830); 6a, b – *Cardites partschi partschi* (Goldfuss, 1837); 7a, b – *Linga columbella* (Lamarck, 1818).

jedinců. Tato fauna je druhově podobná fauně vyskytující se ve vrstvě 2, jen početnější. Z této vrstvy byly pro tuto lokalitu nově determinovány druhy např. *Alvania* (*Alvania*) *perregularis*, *Rissoina steinabrunnensis*, *Gibbula biangulata*. V této vrstvě bylo zjištěno jisté usměrnění schránek druhu *Turritella bicarinata*, jejichž vrcholy byly často orientovány sv. směrem.

Vrstva 5 (průměrná mocnost 20 cm) je tvořena recentní sutí žlutého jemnozrnného písku s úlomky šedých řasových vápenců. V písku byla nalezena chudá fauna vyskytující se v ostatních vrstvách, např.: *Turritella bicarinata* a *Cardites partschi partschi*.

Nalezená fauna

Celkem bylo nalezeno 2 428 jedinců. Nejpočetněji byl zastoupen kmen Mollusca (tab. 1), a to třídou Gastropoda (73 druhů) s celkovým počtem 1 593 jedinců, třídou Bivalvia (25 druhů) s celkovým počtem 590 jedinců a 7 jedinců (2 druhy) třídy Scaphopoda. Dále byl na lokalitě zastoupen kmen Brachiopoda třídou Rhynchonellata s druhem *Terebratula* sp. a kmen Cnidaria, reprezentovaný třídou Anthozoa s druhy *Porites leptoclada*, *Sideastrea fröhlichiana* a *Cladocora depauperata*. Z obratlovců byl zjištěn kmen Chordata, který byl zastoupen třídou Actinopterygii s druhy *Pagrus cinctus*, *Diplodus sitifensis* a aff. *Pelagus* sp. a třídou Chondrichthyes s druhy *Aetobatus arcuatus*, *Myliobatis* sp. a *Taeniurops* aff. *cavernosus*. Ve výplavu bylo také nalezeno několik exemplářů blíže nedeterminovaných druhů mechovek, klepítek koryšů, serpulidních červů a ostny a destičky ostnokožců.

Mezi nejhojnější nalezené druhy plžů (obr. 4) patří *Tricolia eichwaldi*, *Rissoina podolica*, *Bittium reticulatum*, *Gibbula* aff. *umbilicalis*, *Jujubinus striatus*, *Neritina picta* a *Turritella bicarinata*. Z mlžů jsou to *Cardites partschi partschi* a *Linga columbella*. Na základě litologie sedimentů je lokalita řazena do svrchního badenu (hrušeckého souvrství), ke kterému lze nalezenou faunu měkkýšů přiřadit. Největší množství nalezené fauny pochází z vrstvy 2 a 4. Většina menších jedinců z těchto vrstev nenesla známky výraznějšího poškození. U větších schránek plžů byly nejčastěji poškozeny vrcholové části spiry a ústí, u mlžů byly misky rozlámány na více částí.

Tafonomické zpracování nalezené fauny

V profilu bylo možno rozlišit dvě tafofacie s různým typem zachování fosilií. První tafofacie je tvořena vápenci, ve kterých se nalézají především kamenná jádra se zvápenatělými a rozpadavými schránkami převážně čeledi Conidae a poddruhu *Glycymeris pilosa deshayesi*. U mlžů se nejčastěji vyskytují kamenná jádra obou misek pohromadě, a nemohlo tedy dojít po smrti k transportu. Druhá tafofacie je tvořena vápničitými písky s bohatou fosilní faunou, která je velmi dobře zachována. Nalezení jedinci v této tafofacii mají původní schránku a nejsou výrazně ováleni. U mlžů byly většinou nalezeny oddělené misky, ale v několika případech se podařilo najít i misky dosud spojené. Část schránek mlžů poddruhu *Glycymeris pilosa deshayesi* byla fragmentární, ale fragmenty se nalézaly

v téže vrstvě a schránku bylo možno zrekonstruovat. Vzhledem k nálezné situaci lze předpokládat, že schránky pravděpodobně neprovedly delší transport.

Na některých schránkách plžů i mlžů se vyskytují stopy predace *Oichnus paraboloides* způsobené převážně zástupci gastropodů Muricidae a Naticidae (Výmolová 2012). Na schránce mlže *Cardita crassa vindobonensis* nalezené ve vápničtém písku byly zjištěny stopy ichnorodu *Entobia*. Napadena byla pouze část schránky nad sedimentem. Z toho můžeme usuzovat, že schránka byla po smrti částečně pohřbena a následně napadena.

Na povrchu schránky jedince *Glycymeris pilosa deshayesi* a uvnitř jedné misky druhu *Cardites partschi partschi* byl nalezen přisedlý serpulidní červ. Nález serpulidního červa uvnitř misky dokládá, že došlo k jeho přisednutí až po uhynutí mlže, což svědčí o pomalé sedimentaci a nízké dynamice vodního prostředí.

Schránky druhu *Vexillum ebenus* a *Neritina picta* mají částečně zachované původní zbarvení.

Paleoekologie

K fauně vázané na jemnozrnné vápničné písky můžeme přiřadit hojný druh *Turritella bicarinata*, který převážně žije na jílovitém až písčitém podkladu (Latal et al. 2006). Nálezy zástupců čeledi Conidae také ukazují na nezpevněný jílovitý, popř. jemně písčité substrát (Chira, Voia 2001; Harzhauser, Landau 2016). Hojné druhy *Alvania* (*Alvania*) *ampulla* a *Alvania* (*Alvania*) *perregularis* vyhledávají ke svému životu převážně jílovitý nebo jemně písčité sediment s porosty řas (Mandic et al. 2002; Kowalke, Harzhauser 2004). Na bohaté porosty řas také ukazuje velmi hojný druh *Bittium reticulatum* žijící do hloubky 15 m na jemnozrnném substrátu (Høisæter 2009), popřípadě druhy *Tricolia* (*Tricolia*) *eichwaldi* a *Gibbula* sp. (Zuschin et al. 2007). Porosty řas také dokládají velmi dobré prosvětlení a prokysličené povrchu dna nad sedimentem. Na pevný substrát můžeme usuzovat na základě přítomnosti druhu *Diodora italica*, který vyhledává převážně kamenité podloží (Russo 2017). Toto prostředí také indikují nálezy korálů.

Hojný výskyt druhů *Alvania* (*Alvania*) *ampulla* a *Alvania* (*Alvania*) *perregularis* žijících převážně v mělčím litorálu dokládá mělkovodní prostředí (Kowalke, Harzhauser 2004). Druh *Petalocochus intortus* žije často v mělké subtidální zóně (Pisera 1985). Druh *Diodora italica* je v recentu vázán převážně na hloubky od 10–60 m (Russo 2017). V podobné hloubce žije také druh *Pseudochama gryphina* (Meric et al. 2010). Převážně v mělkých vodách jsou rozšířeni zástupci čeledi Conidae, kteří jsou na lokalitě zastoupeni větším množstvím druhů (Chira, Voia 2001; Harzhauser, Landau 2016). Mělké moře také potvrzují druhy *Euspira helicina* a *Turritella* (*Zaria*) *spirata*, popřípadě i druh *Turritella bicarinata* žijící v infralitorálu či mělkým cirkalitorálním pásmu (Seitl 1981).

Druhy *Alvania* (*Alvania*) *ampulla* a *Alvania* (*Alvania*) *perregularis* žijí v mořích s normální salinitou (Kowalke, Harzhauser 2004). Normální salinitu potvrzuje i velmi hojný druh *Turritella bicarinata* (Latal et al. 2006), případně druh *Euspira helicina*, resp. druh *Turritella*

(*Zaria spirata*), který je Seitlem (1981) považován za přísně stenohalinní. To prokazuje i výskyt druhu *Pseudochama gryphina*, který žije ve vodách o minimální salinitě 30 ‰ (Meric et al. 2010).

Na lokalitě bylo nalezeno větší množství eurytermních druhů, například *Bittium reticulatum* žijící dnes jak ve Středozezemním moři, tak i v severním Atlantiku (Høisæter 2009). Na teplejší prostředí však můžeme usuzovat na základě výskytu čeledi Conidae, která je na lokalitě zastoupena velkým množstvím druhů, které nežijí ve vodě chladnější než 20 °C (Chira, Voia 2001). Teplé prostředí rovněž dokládá druh *Petalconchus intortus*, který v dnešní době žije v teplejších vodách (Pisera 1985), popřípadě *Plicatula mytilina* žijící v tropických mělkých vodách (Garilli 2011). Druhy *Glycymeris* sp., *Cardites partschi partschi* a *Panopea meynardi* podle Rundice et al. (2013) značí vyšší teploty, které v létě mohly dosahovat až k 28 °C.

Diskuze

Na lokalitě Mušlov je doložena i přítomnost pleistocenní fauny v sedimentech s faunou badenskou. To někteří autoři (Procházková 1981; Osvaldová 2011) přisuzují přeplavení badenských sedimentů během pleistocénu a usazení spolu s pleistocenní faunou. V námi studovaném profilu se však nepodařilo najít žádný doklad o přítomnosti pleistocenní fauny. Ve vápnitěm písku byla nalezena druhově bohatá, nevytřídněná a dobře zachovaná fauna včetně mlžů s oběma miskami, které by se při transportu oddělily. Soudíme proto, že sedimenty zachycené ve studovaném profilu nebyly redeponovány.

V profilu byly také nalezeny valouny vápence, které byly uloženy ve vrstvách vápnitěm písku. Jelikož sediment, ve kterém byly nalezeny, nenesou známky pozdější redepozice, lze soudit, že tyto vápence se do vápnitěm písku dostaly již během sedimentace ve svrchním badenu a fauna v nich nalezená je vzhledem k sedimentaci starší, ale také nejspíše svrchnobadenského stáří.

Osvaldová (2011) se přiklání k názoru, že fauna z Mušlova je nápadně podobná fauně z Kienbergu. Nálezy z nového profilu však nenesou známky redepozice a fauna v něm nalezená se od fauny nalezené na Kienbergu částečně liší ve složení měkkých společenstev.

Závěr

V jihovýchodní části pískovny v Mušlově byl odkryt profil v sedimentech svrchního badenu, ze kterého bylo získáno značné množství fauny. Celkem se podařilo nalézt 2 428 jedinců měkkých tříd Bivalvia, Gastropoda a Scaphopoda. Z plžů bylo určeno 73 druhů, z nichž nejhojnější byli *Turritella bicarinata*, *Tricolia eichwaldi*, *Bittium reticulatum*, *Gibbula* aff. *umbilicalis*, *Jujubinus striatus*, *Neritina picta* a *Rissoina podolica*. Z mlžů se podařilo determinovat 25 druhů s převahou taxonů *Linga columbella* a *Cardites partschi partschi*. Dále byli nalezeni zástupci ramenonožců, mechovek, červů, žahavců, členovců, ostnokožců a strunatců.

Značná část fosilií získaných z výplavu jemnozrněného vápnitěm písku z vrstev 2 a 4 nenesou stopy poškození, je velmi dobře zachovaná a bez známek vytřídnění. Z řasových vápenců vrstvy 1 a 3 byla získána především poškozená fauna v podobě kamenných jader s ojedinělými pozůstatky původní schránky na povrchu.

Na základě paleoekologických požadavků nalezených druhů předpokládáme, že zdejší moře bylo mělké, klidné a dobře prokysličené. Fauna žila převážně na neuzpevněném, písčitém sedimentu. Nalezené druhy měkkých a výskyt korálů dokládají teplé moře. Rybí asociace s rejnoky se vyskytovala v blízkosti podmořských útesů. Vzhledem k nalezeným skupinám živočichů lze usuzovat, že mořské prostředí bylo značně diverzifikované a žilo zde mnoho druhů organizmů.

Poděkování

Předložené výsledky byly získány v rámci Specifického výzkumu ÚGV MU (1363). Autoři by rádi poděkovali recenzentům a také pracovníkům redakce za připomínky, které vedly ke zkvalitnění textu.

Literatura

- Baluk, W. (1975). Lower Tortonian Gastropods from Korytnica, Poland, Part I. – *Paleontologia Polonica*, 32, 1, 1–234.
- Baluk, W. (1995). Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland, Part II. – *Acta Geologica Polonica*, 45, 3–4, 153–332.
- Baluk, W. (1997). Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland, Part III. – *Acta Geologica Polonica*, 47, 1–2, 1–75.
- Baluk, W. (2003). Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland, Part IV. – Turridae. – *Acta Geologica Polonica*, 53, 1, 29–78.
- Baluk, W. (2006). Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland, Part V. Addenda et Corrigenda ad Prosobranchia. – *Acta Geologica Polonica*, 56, 2, 177–220.
- Garilli, V. (2011). Mediterranean Quaternary interglacial molluscan assemblages: Palaeobiogeographical and palaeoceanographical responses to climate change. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 312, 1, 98–114. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.09.012>
- Harzhauser, M., Landau, B. (2016). A revision of the Neogene Conidae and Conorbidae (Gastropoda) of the Paratethys Sea. – *Zootaxa*, 4210, 1, 1–178. <https://doi.org/10.11646/zootaxa.4210.1.1>
- Høisæter, T. (2009). Distribution of marine, benthic, shell bearing gastropods along the Norwegian coast. – *Fauna norvegica*, 28, 1, 5–106. <https://doi.org/10.5324/fn.v28i0.563>
- Hörnes, M. (1870). Die Fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*. Wien. 653 s.
- Hrabovský, J. (2009). Revízie červených rias (Rhodophyta) vybraných lokalit bádeny Moravy. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Chira, C., Voia, I. (2001). Middle Miocene (Badenian) Conidae from Lapugy de Sus, Romania: systematical and paleoecological data. – *Studia Universitatis Babeş-Bolyai*, 46, 2, 151–160. <https://doi.org/10.5038/1937-8602.46.2.13>
- Jüttner, K. (1933). Der Kienberg und der Muschelberg. – *Heimatblatt für Nikolsburger Bezirk*, 9, 1, 75–78.
- Kowalke, T., Harzhauser, M. (2004). Early ontogeny and palaeoecology of the Mid-Miocene Rissoid Gastropods of the Central Paratethys. – *Acta Palaeontologica Polonica*, 49, 1, 111–134.
- Latal, Ch., Piller, W. E., Harzhauser M. (2006). Small-scaled environmental changes: indications from stable isotopes of gastropods (Early Miocene, Korneuburg Basin, Austria). – *International Journal Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 95, 1, 95–106. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0510-3>
- Mandic, O., Harzhauser, M., Spezzaferri, S., Zuschin, M. (2002). The paleoenvironment of an early Middle Miocene Paratethys sequence in NE Austria with special emphasis on paleoecology of mollusks and foraminifera. – *Geobios*, 35, 1, 193–206. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(02\)00059-1](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(02)00059-1)
- Meric, E., Avsar, N., Nazik, A., Barut, I. F., Bergin, F., Balkis, N., Öncel M. S., Kapan-Yesilyurt, S. (2010). The response of benthic foraminifer, ostracod and mollusc assemblages to environmental conditions: a case study from the Camalti Saltpan (Izmir-Western Turkey). – *Mediterranean Marine Science*, 11, 1, 5–32. <https://doi.org/10.12681/mms.88>
- Osvaldová, E. (2011). Paleontologické zpracování lokality Mušlov. – materiál ze sbírek Ústavu geologických věd. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Pisera, A. (1985). Paleoecology and lithogenesis of the Middle Miocene (Badenian) algal-vermetid reefs from the Roztocze Hills, south-easter Poland. – *Acta Geologica Polonica*, 35, 1–2, 89–155.
- Procházková, O. (1981). Biostratigrafické postavení lokality Mušlov v neogénu Moravy. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Jana Evangelisty Purkyně. Brno.
- Rundic, L., Knežević, S., Rakijaš, M. (2013). Middle Miocene Badenian transgression: new evidences from the Vrdnik Coal Basin (Fruška Gora Mt., northern Serbia). – *Annales Geologiques de la Peninsule Balkanique*, 74, 1, 9–23.
- Russo, R. (2017). Lagoon malacofauna: results of malacological research in the Venice Lagoon. – *Bollettino malacologico*, 53, 1, 49–62.
- Seitl, L. (1981). Měkkýší fauna lokality Borač. – *Časopis Moravského muzea*, 66, 1, 33–50.
- Tomanová Petrová, P., Turek, T. (2016). Kapitola 5. Mušlov. – In: Tomanová Petrová, P. (ed.): *Molasse Meeting 2016 & 18th Conference on Upper Tertiary, Excursion Guide*, 34–41. Masarykova Univerzita, Ústav geologických věd.
- Turek, T. (2016). Současný stav a paleontologie neogenní lokality Mušlov. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Výmolová, B. (2012). *Oichnus paraboloides* Bromley na schránkách miocenních měkkýšů z lokality Mikulov. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého. Olomouc.
- Zuschin, M., Harzhauser, M., Mandic, O. (2007). The stratigraphic and sedimentologic framework of fine-scale faunal replacement in the Middle Miocene of the Vienna Basin (Austria). – *Palaios*, 22, 1, 285–295. <https://doi.org/10.2110/palo.2005.p05-023r>

Organické uloženiny fluviální výplně údolního dna řeky Bečvy u Oseku nad Bečvou a jejich vztah k vývoji sedimentace

Organic matter of the fluvial valley bottom infilling near Osek nad Bečvou and its relation to sedimentary development

Jan Vít¹ ✉, Eva Břízová², Tomáš Kolář³, Michal Rybníček³

¹ Česká geologická služba, Brno, Leitnerova 22, 602 00 Brno

² Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

³ Mendelova univerzita v Brně, Zemědělská 1, 613 00 Brno

Key words:

Bečva River, Holocene, river sediments, palynology, dendrochronology, radiocarbon dating

✉ jan.vit@geology.cz

Editor:

Milan Geršl

Abstract

Organic matter, like pollen, plant detritus or subfossil woods can be found in sequences of fluvial sediments. Detail study of these remains help to assess age of accumulation processes, especially during the Holocene erosion/accumulation cycle. Two localities with exposed infill of the Bečva River valley were found near Osek nad Bečvou. The first outcrop is a gravel pit 1 km south of Osek nad Bečvou village. The second one is a river-cliff on the left bank of the Bečva River, 1 km westward of Oldřichov village, formed mostly during the extreme flood in 1997. Fluvial sediments, 4–5 m thick, of the so called “lower flood-plain level” were exposed on both localities. At the base of the Oldřichov river-cliff was encountered a horizon of boggy soil with subfossil trunk at the base. In the gravel pit near Osek nad Bečvou was exposed layer of clay/silt with plant detritus. Up to 2 m thick middle/coarse grained gravel, situated beneath underground water level, underlie the organic-rich sediments in both localities. Badenian clay represents the bedrock of the river valley. Organic-rich layers are overlaid by middle/coarse grained gravel sediments passing gradually to sandy silt of the flood plain. Pollen analyses were made from the organic-rich layers and dendrological analysis, dendrochronology and radiometric dating from subfossil trunk.

Organic-rich layer from Osek (sample LS001) was assigned to the early Holocene based on pollen analysis and represents the oldest age found. The Oldřichov samples come from oxbow sediment. The sample LV030V was poor in pollen grains and inconclusive. The sample LV030Z indicates Holocene climate optimum (Atlantic). This supposed age is compatible with radiometric dating of the subfossil trunk from the base of the layer. Radiocarbon dating using wiggle matching method gave age of 7 070–6 775 BC.

Based on these data, repeated erosion/accumulation events during Late Pleistocene and Holocene are evident in Bečva River valley fill. Late Pleistocene accumulation was replaced with erosion during Late Pleistocene-Holocene transition. Erosion on the break of the Pleistocene and Holocene partly removed upper Pleistocene gravels so in places left reached level 2 m above the bedrock. The first third of Holocene (time of all interpreted data) seems to be very stable from erosion/accumulation evolution point of view. More dynamic evolution started with accumulation of “higher flood-plain level” (from cca 214 m a. s. l. up to 221 m a. s. l.). Subsequent erosion formed relatively deep cut in the northwest part of the flood plain which was filled relatively quickly by sediments as consequence of deforestation connected with a colonization of upper parts of Bečva River drainage area. This is supported by finds of much younger subfossil trunks dated from 1 century BC up to top of Middle-Age period in this accumulation (Vít et al. 2009). The surface of this accumulation is the so called “lower flood plain level” where periodicity of the inundation during floods is more regular than on the upper one.

Doporučená citace článku:

Vít, J., Břízová, E., Kolář, T., Rybníček, M. (2019). Organické uloženiny fluviální výplně údolního dna řeky Bečvy u Oseku nad Bečvou a jejich vztah k vývoji sedimentace. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 26, 1–2, 66–72.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-66>

Úvod

Údolní dna spolu s jejich vodními toky představují celek, který reaguje poměrně rychle na změny klimatu, tektonické procesy, zásahy člověka a s nimi svázané změny geomorfologických procesů. V zájmovém území se jim starší práce věnují spíše souborně, kdy jsou součástí systematického přehledu terasových stupňů Bečvy (např. Tyráček 1957). Zájem o detailnější výzkum se projevil až s rozvojem datovacích technik v 80. a 90. letech 20. století (archeologie, pedologie, palynologie, dendrochronologie a zejména radiouhlíkové datování), které postupně umožnily přesněji časově řadit události architekturní sedimentární stavby údolních výplní. Zajímavé výsledky tohoto výzkumu shrnul spolu se svojí představou vývoje sedimentace údolních den od pozdního glaciálu téměř do současnosti Czudek (2005).

Tato práce si vytkla za cíl podrobnější zpracování organickou hmotou bohatých poloh, které byly objeveny při terénním průzkumu na podzim roku 2016, kdy panovaly příznivé vodní stavy pro ohledání míst v těsné blízkosti hladiny vody. Důležitým aspektem je, že pozici těchto organickou bohatších poloh i subfosilního dřeva je možné popsat v kontextu okolní sedimentární výplně a dosažené výsledky je tak možné zasadit do představy vývoje akumulace sedimentů údolního dna v okolí Oseku nad Bečvou. Kromě toho se je podařilo propojit i s údaji zjištěnými v minulých letech (Vít et al. 2009; Kolář et al. 2014), kdy bylo zpracováno několik kmenů uložených ve výše položených štěrčích.

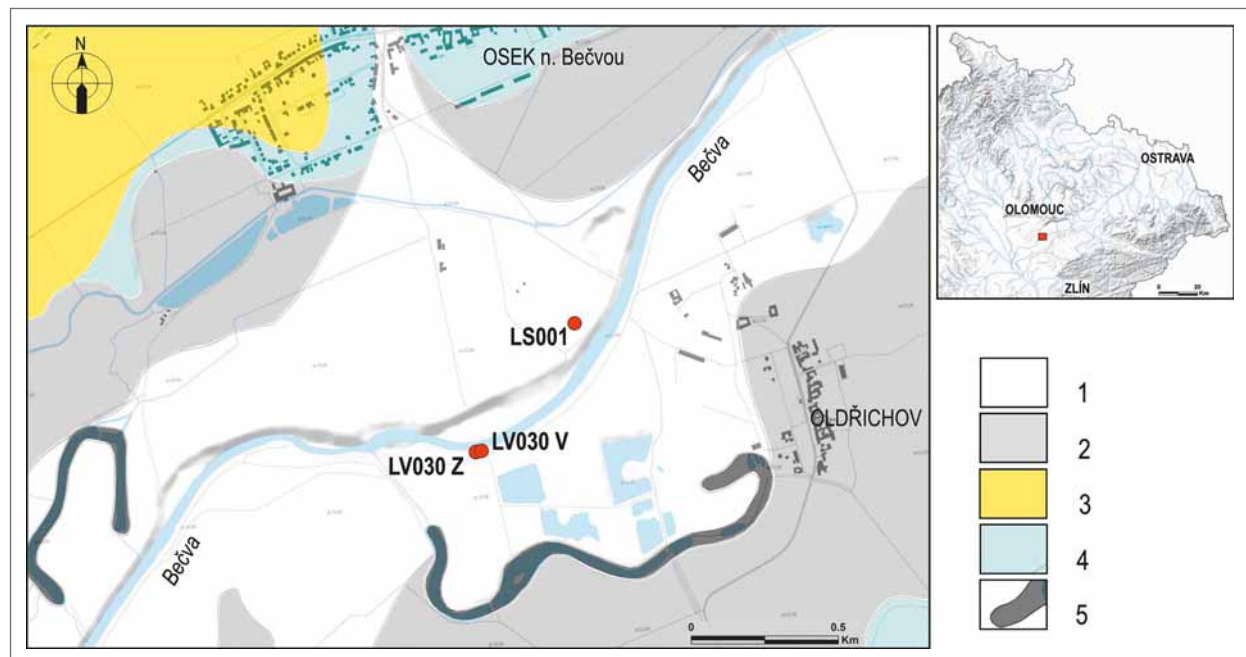
Popis lokalit a situace odběrů vzorků

Řeka Bečva vytváří v území mezi Hranicemi a Přerovem údolní nivu o šířce až 2,5 km (obr. 1). V tomto rozsahu může být zaplavována pouze za neextrémnějších povodní, k nimž je možné zařadit povodeň z roku 1997. Tato vyvýšená část nivy bývá označována jako „vyšší nivní stupeň“, do jehož sedimentů je zahlouben erozní zářez, ve kterém probíhají hlavní procesy eroze a akumulace mladší části holocénu. Tato fluvialní úroveň bývá označována jako „nižší nivní stupeň“ a zahrnuje vlastní aktivní koryto Bečvy, slepá ramena a akumulací tělesa mezi nimi, jejichž povrch je ve srovnání s vyšším nivním stupněm o 1–2 m níže. Taková stavba říční nivy byla pozorována i na jiných větších řekách např. na Labi (Růžičková, Zeman 1994; Břízová 1999; Dreslerová et al. 2004). Podloží fluvialních sedimentů těchto erozních zářezů (údolního dna) jsou v této části údolí Bečvy především neogenní jílovité sedimenty karpatské předhlubně a spíše ojediněle i flyšové sedimenty kry Maleníku moravsko-slezského paleozoika.

V okolí Oseku nad Bečvou jsou v prostoru nižšího nivního stupně odkryty na dvou místech 4–5 m vysoké profily fluvialní výplně údolního dna řeky Bečvy. Prvním je štěrkovna, která se nachází asi 1 km j. od Oseku n. B., a druhým pak levý nárazový břeh Bečvy asi 1 km z. od Oldřichova. Na obou těchto místech se vyskytují subfosilní kmeny a jílovitá poloha bohatá na organickou hmotu.

Lokalita Oldřichov

Zde byl za povodně v roce 1997 v korytě vytvořen asi 4 m vysoký výchoz fluvialních sedimentů o délce několika stovek metrů. Jako nejzajímavější se jeví ve směru



Obr. 1: Schematická geologická mapa nivy řeky Bečvy a přilehlého okolí u Oseku n. Bečvou a Oldřichova s pozicí zpracovávaných lokalit; 1 – sedimenty nižšího nivního stupně; 2 – sedimenty vyššího nivního stupně; 3 – spraše a sprašové hlíny; 4 – terasové sedimenty; 5 – organogenní sedimenty slepých ramen. Podkladová topografická vrstva © ČÚZK.

Fig. 1: Schematic geological map of the Bečva River flood plain and surroundings of Osek n. Bečvou and Oldřichov with position of the localities. 1 – lower flood plain sediments; 2 – higher flood plain sediments; 3 – loess; 4 – terrace sediments; 5 – organogenic sediments of abandoned channels.



Obr. 2. Detail sedimentů zazemněného koryta se subfosilním kmenem vystupujícím z podložních štěrků (LV030 Z). Autor J. Vít.

Fig. 2: Oxbow sediments with subfossil trunk deposited in gravel on the base (LV030 Z). Author J. Vít

toku vzdálenější část nárazového břehu, kde se v dolní polovině profilu hojně vyskytují subfosilní kmeny, z nichž část byla v minulosti zpracována (Vít et al. 2009; Kolář, Rybníček 2011).

V dokumentovaném místě (LV030 V a LV030 Z; GPS koordináty N 49°29'50" E 17°31'29") vycházejí ve spodní části středně zrnité štěrky tvořené polozaoblenými až zaoblenými valouny paleogenních pískovců, prachovců, ojediněle i drobnozrnných slepenců. V těchto štěrcích byl díky nízké hladině vody v řece objeven subfosilní kmen stromu, ze kterého byl odebrán vzorek na dendrologickou analýzu a dendrochronologické a radiometrické datování (obr. 2). Kmen zčásti zasahuje i do nadložních modravě šedých, místy narezavělých jílu s organickou příměsí. Jíly jsou mocné do 0,5 m a je možné je sledovat na delší vzdálenost. Z této polohy byly na dvou místech, vzdálených od sebe cca 20 m, odebrány vzorky na analýzu palynomorf (LV030 V, LV030 Z). Rozsah této jílové vrstvy je patrně významnější, protože z báze nadložních štěrků pramení na několika místech voda, a vrstva tak představuje při nižší hladině vody bazální izolátor lokální zvodně. Tyto nadložní středně zrnité štěrky přecházejí výše do štěrků drobnozrnných, které při bázi s nadložními písky tvoří již jen čočkovité polohy. Písky jsou středně, místy hrubě zrnité, žlutavě šedé s výraznými rezavými polohami, laticovitě uložené, jen při bázi převládá korytové zvrstvení. Směrem do nadloží písky přecházejí do písčitých hlín, jejichž povrch tvoří nižší nivní stupeň.

Lokalita Osek nad Bečvou

Druhým místem s nálezem polohy bohaté organickou hmotou je štěrkovina na opačném (pravém) břehu řeky situovaná 1 km j. od kostela Povýšení sv. kříže v Oseku nad Bečvou (LS001, N 49°30'07" E 17°31'48"). Štěrkovina má hloubku do 5 m a těžba probíhá až do úrovně těsně nad hladinu podzemní vody. I zde je při bázi odkrýváno větší množství subfosilních kmenů, které představují komplikaci při těžbě (obr. 3). Stavba fluviaální sedimentace je velmi podobná předchozí lokalitě v nárazovém



Obr. 3. Holocenní štěrky v pískovně u Oseku n. Bečvou s hojnými subfosilními kmeny (LS001). Autor J. Vít.

Fig. 3: Holocene gravel in the gravel pit by Osek n. Bečvou with subfossil trunks (LS001). Author J. Vít.

břehu řeky. Na bázi štěrkoviny se nachází poloha šedého písčitého prachu s úlomky dřev a uhlíků, členěná tenkou vrstvou černohnědé organické hmoty. Vlastní bazální část nižšího nivního stupně je tvořena středně až hrubě zrnitým, šedým, místy rezavě zbarveným štěrskem tvořeným polozaoblenými až zaoblenými valouny pískovců různých zrnitostí až drobnozrnných slepenců, méně je zastoupen křemen a prachovce. Ve svrchních částech se štěrky střídají s polohami hrubě zrnitých písků, na které nasedá žlutavě hnědý středně, místy až hrubě zrnitý písek s drobnými zrny a valounky kolem 2 mm s čeřinami a korytovým zvrstvením. V nejsvrchnější části přibývá poloh jemnozrnných písků s postupným přechodem do asi 1 m mocné vrstvy povodňových hlín, kde je vrstevnatost nezřetelná a byla nejspíše setřena půdními procesy.

O stavbě sedimentární výplně pod úrovní hladiny podzemní vody na obou lokalitách je možné si udělat představu jen prostřednictvím vrtných prací, které byly prováděny v souvislosti s ověřováním zdrojů pro stavbu dálnic (Moravec et al. 1983; Svoboda 1987; Drobníčková, Pavlík 1995). V prostoru j. od Oseku n. Bečvou bylo zjištěno, že jde o sedimenty tvořené poměrně hrubými štěrky s valouny o průměru 4–10 cm, ojediněle i 20 cm, popřípadě i hrubozrnnými písky, a jejich báze se nachází 1–3 m pod úrovní Bečvy. Tyto sedimenty tvoří bázi výplně údolí Bečvy a stratigraficky jsou řazeny do druhé poloviny svrchního pleistocénu, kdy byly akumulovány „divočící“ řekou.

Metodika a výsledky

Palynologický výzkum

Sedimenty na pylovou analýzu byly odebrány ze západní (Z) i východní (V) části výchozu jílovité polohy na lokalitě Oldřichov (LV030), ale i z vrstvy černohnědé organické hmoty, která se nachází v rámci šedého písčitého prachu na lokalitě u Oseku n. Bečvou (LS001). Laboratorní zpracování probíhalo v laboratoři ČGS na Barrandově metodou používanou pro maceraci kvartérních organických sedimentů (HF, Erdtmanova

acetolýza, palynomorfy uchovávány ve směsi glycerinu, destilované vody a etylalkoholu, Erdtman 1954).

Vzorek LV030 V obsahoval více anorganického materiálu a byl chudší na pylová zrna. Typ vegetace se výrazně lišil od ostatních vzorků (tab. 1). Nacházely se zde některé typy palynomorf typické spíše pro neogén, např. „tercierní“ typy čeledi Pinaceae (Teodoridis et al. 2017). Není však vyloučené, že se jedná pouze o redepozici ze starších sedimentů. Nedá se také vyloučit sedimentace spodního holocénu (nález chladnomilného vraněčku *Selaginella*) s redeponovanými pylovými zrny. Vzorek

obsahoval velmi malé množství palynomorf, kdy se dá určit pouze, že se jedná o chladnomilnou stepní vegetaci (např. *Artemisia*, Chenopodiaceae) na našem území pravděpodobně z počátku holocénu.

Vzorek LV030 Z obsahoval více organického materiálu a byl bohatší na sporomorfy. Poměr dřevinné složky AP a bylinné složky NAP byl ve prospěch dřevin (86 : 14), což dokazuje zalesněnost území. Složení pylového spektra ukazuje na holocenní stáří sedimentu, možná jde o klimatické optimum (atlantik), to je z jednoho vzorku těžké blíže určit. Z dřevin převažuje borovice (*Pinus*), smrk (*Picea*) a lípa (*Tilia* sp., *T. platyphyllos*, *T. cordata*). Bylinné spektrum je velice chudé. Také je zde doložena redepozice v podobě Dinoflagellata (obr. 4).

Vzorek LS001 obsahoval také dostatečné množství palynomorf pro procentuální vyhodnocování. Dřevinná složka pylového spektra jako borovice (*Pinus*, *P. cembra* typ), vrba (*Salix*), jalovec (*Juniperus*), líska (*Corylus*) spíše indikují počátek holocénu. V bylinné složce převažují typy čeledi Cyperaceae charakterizující mokřadní bažinnou vegetaci místy s vodní hladinou (*Lemna*). Bylinné spektrum je celkově pestré (tab. 1).

Dendrochronologický výzkum a radiometrické datování

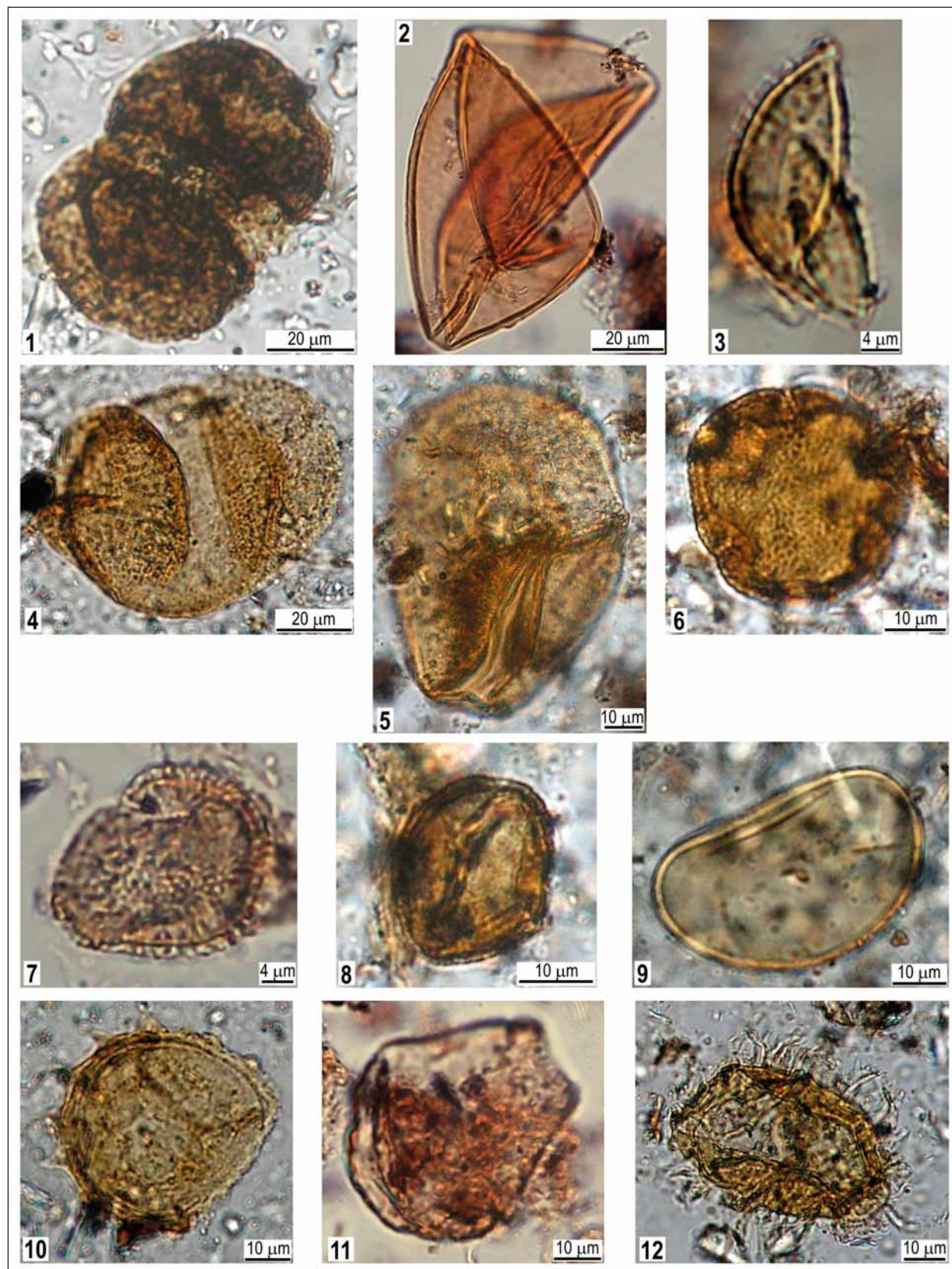
K lepšímu pochopení stratigrafických poměrů ve zkoumané oblasti přispěl především nález subfosilního kmene, který je uložen v přímém podloží jílové vrstvy s organickou hmotou na lokalitě Oldřichov (LV030 Z).

Pomocí motorové pily byl z kmene odebrán vzorek v podobě příčného řezu. Po úpravě povrchu byla nejprve provedena anatomická identifikace druhu dřeva na makroskopické úrovni na základě práce Schweingruber (1990). Následně byl vzorek změřen ve dvou různých směrech na měřicím stole VIAS TimeTable (SCIEM). Letokruhové křivky byly měřeny (s přesností 0,01 mm) a synchronizovány v programu PAST4 (SCIEM). Podobnost mezi jednotlivými křivkami byla hodnocena pomocí t-testů (Baillie, Pilcher 1973; Hollstein 1980), koeficientu souběžnosti (Eckstein, Bauch 1969) a vizuálního porovnání, které je pro účely datování klíčové (Rybníček et al. 2010). Z jednotlivých letokruhových křivek byla následně vytvořena průměrná letokruhová křivka reprezentující daný vzorek, která byla porovnána s dostupnými standardními chronologiemi. Zkoumaný vzorek byl anatomicky identifikovaný jako jasan (*Fraxinus* sp., obr. 5B). V podobě subfosilních kmenů se jedná o výjimečný nález, protože převážně jsou u těchto nálezů zastoupeny duby (Kolář, Rybníček 2011). Protože pro jasan v České republice neexistuje standardní chronologie, křivka byla porovnána s dubovými standardními chronologiemi. Statisticky významná korelace mezi oběma druhy byla již dříve prokázána (např. Čufar et al. 2008). Avšak vzorek nebylo možné spolehlivě dendrochronologicky datovat podle nejnovější verze české dubové standardní chronologie (Prokop et al. 2017), proto byly vybrány dva vzorky z kmene (jeden ze středové části a druhý z povrchové části kmene), které byly odeslány k radiouhlíkovému datování na Ústav jaderné fyziky AV ČR v Praze. Výsledky byly

Tab. 1: Zastoupení pylových zrn.

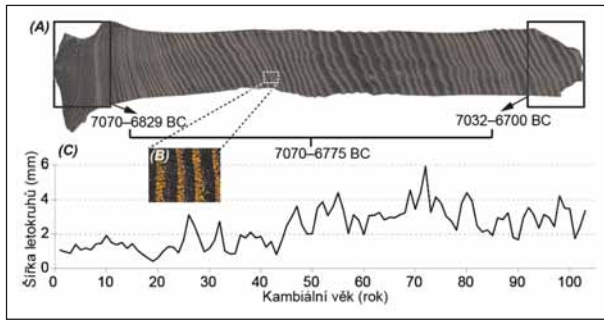
Tab. 1: Pollen grain assemblage.

vzorky/samples	LV030 V	LV030 Z	LS001
Sum AP	10	103	116
Sum NAP	8	12	68
AP+NAP	18	115	184
AP – dřeviny			
<i>Pinus</i>		22	103
<i>Pinus cembra</i> typ	2		5
<i>Betula</i>		6	1
<i>Juniperus</i>			1
<i>Salix</i>			2
<i>Corylus</i>		4	1
<i>Larix</i>	3		1
<i>Ulmus</i>	1	7	
<i>Quercus</i>		1	
<i>Tilia</i> sp.		4	
<i>T. platyphyllos</i>	1	18	
<i>T. cordata</i>		6	
<i>Alnus</i>		3	
<i>Picea</i>	2	29	1
<i>Carpinus</i>		2	
<i>Sambucus nigra</i>		1	
<i>Populus</i>			1
<i>Pinus</i> typ „tercierní“	1		
NAP – byliny			
Poaceae			5
Cyperaceae		1	47
<i>Lemna</i>			6
<i>Thalictrum</i>		1	
Ranunculaceae		1	
<i>Anemone</i> typ			1
Apiaceae			1
Asteraceae Liguliflorae			1
Saxifragaceae			1
<i>Verbascum</i>		1	
Brassicaceae			1
Chenopodiaceae	2		
<i>Urtica</i>			2
<i>Artemisia</i>	1	1	1
varia	5	6	3
PTERIDOPHYTA			
<i>Selaginella selaginoides</i>	2		
Polypodiaceae	1	1	1
Dinoflagellata		1	
RHIZOPODA			
<i>Hyalosphaenia subflava</i>			1
<i>Arcella</i>			1



Obr. 4: Palynomorfy z lokalit Osek n. Bečvou a Oldřichov. AP: 1 – Pinaceae typ „tercierní“, LV030 V; 2 – *Larix*, LS001; 3 – *Juniperus*, LS001; 4 – *Pinus cembra* typ, LV030 V; 5 – *Picea*, LV030 Z; 6 – *Tilia platyphyllos*, LV030 Z. NAP: 7 – Brassicaceae, LS001; 8 – *Verbascum*, LV030 Z; Spory: 9 – Polypodiaceae, LV030 V. 10 – *Selaginella*, LV030 V; 11 – *Hyalosphaenia subflava*, LS001; 12 – Dinoflagellata, LV030 Z. Autor E. Břízová.

Fig. 4: Pollen grains from the localities Osek n. Bečvou a Oldřichov. AP: 1 – Pinaceae type „tertiary“, LV030 V; 2 – *Larix*, LS001; 3 – *Juniperus*, LS001; 4 – *Pinus cembra* type, LV030 V; 5 – *Picea*, LV030 Z; 6 – *Tilia platyphyllos*, LV030 Z. NAP: 7 – Brassicaceae, LS001; 8 – *Verbascum*, LV030 Z. Pollen: 9 – Polypodiaceae, LV030 V; 10 – *Selaginella*, LV030 V; 11 – *Hyalosphaenia subflava*, LS001; 12 – Dinoflagellata, LV030 Z. Author E. Břízová.



Obr. 5: A – Radiouhlíkové datování odebraného vzorku kmene s použitím metody wiggle matching; B – identifikace druhu dřeva na mikroskopické úrovni jako jasan (*Fraxinus* sp.); C – naměřená letokruhová křivka.

Fig. 5: A – Radiocarbon dating of the sampled trunk using wiggle matching method; B – microscopic identification of the wood species as ash (*Fraxinus* sp.); C – measured tree-ring curve.

získány na přístroji MICADAS a kalibrovány programem OxCal v4.2.4 (kalibrační křivka IntCal13).

Více jak stoletý jasan (*Fraxinus* spp., obr. 5B, 5C) byl na základě radiouhlíkového datování dvou vzorků od sebe vzdálených více jak 50 letokruhů a použitím metody wiggle matching datován do období 7 070–6 775 BC (obr. 5A).

Diskuze a závěr

V prostoru nivy řeky Bečvy jz. od Lipníku n. Bečvou byly na 2 lokalitách (šterkovna Osek n. B. a nárazový břeh Bečvy u Oldřichova) získány nové poznatky o stavbě výplně údolního dna podpořené daty radiometrického, dendrologického a palynologického výzkumu. Interpretace těchto dat umožňuje vytvořit celkový nástin akumulace sedimentů údolního dna Bečvy v tomto zájmovém prostoru.

Všechna nová data pocházejí z míst v těsné blízkosti hladiny řeky Bečvy a návazně i hladiny podzemí vody (cca nadmořská výška 214 m), což je podle vrtných prací 1–2 m nad bází fluvialní výplně údolního dna (např. Moravec et al. 1983).

Zásadní pro představu o vývoji akumulace sedimentů je jejich stáří. Za nejstarší, alespoň nepřímými daty dokladovaný, sediment můžeme považovat jílovitou polohu ve šterkovně u Oseku n. B. (LS001), jehož stáří bylo na základě palynologické analýzy interpretováno jako počátek holocénu (preboreál?). Z druhé lokality (Oldřichov, LV030 Z a LV030 V) byly palynologicky zpracovány 2 vzorky, ale pouze jeden z nich přinesl relevantní množství určitého materiálu, aby jeho stáří mohlo být interpretováno. Tento palynomorfy bohatší vzorek byl interpretován jako klimatické optimum (atlantik). Tato interpretace je v dobrém souladu s údaji, které poskytlo radiouhlíkové datování kmene jasanu, který je součástí vrstvy šterků v přímém podloží a který zasahuje i do jílovité polohy s údaji palynologickými. Radiometricky byl kmen datován na 7 070–6 775 BC (kolem 7 000 let před Kristem), což odpovídá boreálu. Rovněž izopolové mapy (Rybničková 1985) naznačují, že právě v tomto období mohlo docházet k rozšiřování jasanu na území

ČR, protože do této doby bylo jeho zastoupení velmi malé v porovnání s ostatními dřevinami např. rody *Pinus* nebo *Betula*. Všechny údaje tedy časově spadají do starší poloviny holocénu.

Z hlediska vlastního vývoje sedimentace lze předpokládat, že koncem pleistocénu došlo k závěrečnému prohloubení koryta Bečvy. Z následné akumulace (většinou šterků) je do současnosti v tomto prostoru zachováno jen 1–2 m. Období spodního a zčásti i středního holocénu lze ze sedimentace interpretovat jako poměrně klidné, kdy řeka vytvářela meandrující tok s množstvím odškrncených ramen. Tento erozně-akumulační cyklus má při porovnání výšek lokalit minimální výškový rozsah, který se pohybuje kolem 1 m. Následující období bylo již mnohem dynamičtější, protože muselo dojít k akumulaci dalších sedimentů vyššího nivního stupně o mocnosti téměř 7 m a následné erozi, která se již soustředila do prostoru dnešního nižšího nivního stupně. Tato dosáhla až do blízkého nadloží radiouhlíkově datovaného jasanu, neboť nadložní šterky, které již představují akumulaci nižšího nivního stupně, obsahují velké množství kmenů dubů, které byly v minulosti rovněž radiometricky datovány (Vít et al. 2009, obr. 6). Zde uložené nejstarší dubové kmeny pocházejí z konce subboreálu (945–405 BC), ale nejmladší dubové kmeny pocházejí z vrcholného středověku, což znamená, že hluboké erozní koryto ve vyšším nivním stupni bylo vyplněno až v období posledních 500 let jako odezva na středověkou kolonizaci horního toku Bečvy, která byla spojená s odlesněním a větším transportem splavenin.

Nálezy organické hmoty (především pylová zrna, drobná dřevní hmota, subfossilní kmeny), se kterými je možné se občas setkat, představují při všech problémech, způsobených jejich možnou redepozicí (viz např. Kalicki, Krapiec 1995), cenné opěrné body pro dešifrování vývoje akumulací údolních den. Každý z takových nálezů, který je možné zasadit do okolního sedimentárního záznamu, je cenným příspěvkem k řešení dynamického vývoje



Obr. 6: Levý břeh Bečvy u Oldřichova s mladšími subfossilními kmeny. Kladivo lokalizuje polohu palynologicky zkoumaného jílu (vzorek LV030 V). Autor J. Vít.

Fig. 6: Left bank of the River Bečva by Oldřichov with younger subfossil trunks. The hammer is localising the position of analysed clay (sample LV030 V). Author J. Vít.

údolního systému a příspěvkem k odlišení lokálních a globálních změn.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl díky podpoře projektu GA18-11004S, Extension of the Czech Millennia-long Oak Tree-ring width Chronology a projektu 321070, Registr svahových nestabilit (části geologická rizika – povodně). V neposlední řadě bychom chtěli poděkovat i oběma recenzentům za cenné připomínky.

Literatura

- Baillie, M. G. L., Pilcher, J. R. (1973). A simple crossdating program for tree-ring research. – *Tree-Ring Bulletin* 33, 7–14.
- Břízová, E. (1999). Late Glacial and Holocene development of the vegetation in the Labe (Elbe) River flood-plain (Central Bohemia, Czech Republic). – *Acta Paleobot. Suppl. 2 - Proceedings 5th EPPC*, 549–554. Kraków.
- Czudek, T. (2005). Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. – 238 s., Moravské zemské muzeum. Brno. ISBN 8070282703
- Čufar, K., Luis, M. D., Zupančič, M., Eckstein, D. (2008). 548-year tree-ring chronology of oak (*Quercus* spp.) for southeast Slovenia and its significance as a dating tool and climate archive. – *Tree-Ring Research* 64 (1), 3–15. <https://doi.org/10.3959/2007-12.1>
- Dreslerová, D., Břízová, E., Růžičková, E., Zeman, A. (2004). Holocene environmental processes and alluvial archaeology in the middle Labe (Elbe) valley. – In: Gojda, M. (ed.): *Ancient landscape, settlement dynamics and non-destructive archaeology*. Academia, Praha, 121–171.
- Drobníčková, H., Pavlík, J. (1995). Závěrečná zpráva o průzkumu nalezišť násypových materiálů pro výstavbu D 35 a obvodu Lipníka nad Bečvou. – MS, Geotest, a.s., Brno.
- Eckstein, D., Bauch, J. (1969). Beitrag zur Rationalisierung eines dendrochronologischen Verfahrens und zur Analyse seiner Aussagesicherheit. – *Forstwissenschaftliches Centralblatt* 88, 230–250. <https://doi.org/10.1007/BF02741777>
- Erdtman, G. (1954). *An introduction to pollen analysis*. – Waltham (USA).
- Hollstein, E. (1980). *Mitteleuropäische Eichenchronologie. Trierer dendrochronologische Forschungen zur Archäologie und Kunstgeschichte*. – Trierer Grabungen und Forschungen. Mainz am Rhein, 274 pp.
- Kalicki, T., Krapiec, M. (1995). Problems of dating alluvium using buried subfossil tree trunks: lessons from the black oaks of the Vistula Valley, Central Europe. – *The Holocene*, 5, 243–50.
- Kolář, T., Rybníček, M. (2011). Dendrochronological and radiocarbon dating of subfossil wood from the Morava River basin. – *Geochronometria* 38(2), 155–161. <https://doi.org/10.2478/s13386-011-0021-x>
- Kolář, T., Rybníček, M., Střelcová, M., Hedvábný, J., Vít, J. (2014). The changes in chemical composition and properties of subfossil oak deposited in Holocene sediments. – *Wood Research*, Vol. 59, No. 1, 149–165. Slovak Forest Products Research Institute. Bratislava.
- Moravec, Č., Peichel, S., Ševčík, J., Špíchalová, D., Staňková, L. (1983). Povodí Bečvy. Úsek Hranice – Přerov. Souhrnná závěrečná zpráva. Surovina štěrkopísek. Etapa vyhledávací. – MS, Unigeo, závod Ostrava (ČGS Geofond, P054388).
- Prokop, O., Kolář, T., Kyncl, T., Rybníček, M. (2017). Updating of the Czech millennia-long oak tree-ring width chronology. – *Tree-ring Research* 73(1): 47–52. <http://dx.doi.org/10.3959/1536-1098-73.1.47>
- Růžičková, E., Zeman, A. (1994). Paleogeographic development of the Labe river flood plain during the Holocene. – In: Růžičková E. et Zeman A. (eds): *Holocene flood plain of the Labe river. Contemporary state of research in the Czech Republic*. 104–112. Prague.
- Rybníček, M., Koňas, P., Kolář, T. (2010). The benefits of tree-ring curves detrending for dating archaeological wood. – *Geochronometria*, 35, 85–90.
- Rybníčková, E. (1985): *Dřeviny a vegetace Československa v nejmladším kvartéru*. – MS, disertační práce. Institut systematické a ekologické biologie, Brno.
- Schweingruber, F. H. (1990). *Anatomy of European woods. An atlas for the identification of European trees, shrubs and dwarf shrubs*. – 800 s. Paul Haupt Publisher, Berne, Switzerland and Stuttgart, Germany.
- Svoboda, R. (1987). Zpráva o výsledku předběžného průzkumu nalezišť násypového a konstrukčního materiálu pro stavbu dálnice D35 na lokalitách Rokytnice, Týn n. Bečvou, Osek n. Bečvou, Rybáře, Oldřichov. – MS, Geotest, Brno.
- Tyráček J. (1957). Jihozápadní část Moravské brány mezi Lýskami a Lipníkem nad Bečvou na topografických sekcích 4259/1 a 4159/3. – *Antropozoikum*, VI, 166–171.
- Teodoridis, V., Bruch, A. A., Vassio, E., Martinetto, E., Kvaček, Z., Stuchlik, L. (2017). Plio-Pleistocene floras of the Vildštejn Formation in the Cheb Basin, Czech Republic. – *A floristic and palaeoenvironmental review*. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 467, 166–190. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.09.0380031-0182>
- Vít, J., Kolář, T., Rybníček, M. (2009). Předběžné výsledky studia vztahu subfossilních kmenů a fluvialních sedimentů na lokalitách Osek nad Bečvou a Tovačov-Annín. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2008*, 53–55. Brno.

Burial and thermal history modelling of the Upper Carboniferous strata based on vitrinite reflectance data from Bzie-Dębina-60 borehole (Upper Silesian Coal Basin, southern Poland)

Dariusz Botor¹ ✉, Ondřej Bábek²

¹ AGH University of Science & Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, 30-059 Kraków al. Mickiewicza 30, Poland

² Palacký University of Olomouc, Department of Geology, 17 listopadu 12, 77146 Olomouc, Czech Republic

Key words:

Upper Silesian Coal Basin, maturity modelling, vitrinite reflectance, temperature

✉ botor@agh.edu.pl

Editor:

Marek Slobodník

Abstract

Integrated modeling of the coal rank in the Upper Carboniferous sediments of the Bzie-Dębina-60 borehole from SW of the Upper Silesian Coal Basin was performed based on a new vitrinite reflectance measurements from the Westphalian A. Microscopic investigations of Westphalian samples in the Bzie-Debina-60 well have shown that organic matter is dominated by vitrinite maceral group. The coal rank in the well shows an increase with depth. The mean vitrinite reflectance values in these samples range from 0.76 to 1.07%. One-dimensional forward modelling of thermal maturity in the Bzie-Dębina-60 borehole section has been performed in order to explain the burial and thermal history. The maximum temperature (c. 145 °C) causing the coalification occurred in the Latest Carboniferous (c. 300 Ma). These processes were likely related to significant late Variscan burial heating in this area as indicated by previous authors.

Introduction

The processes of coalification in coal-bearing basins are mainly determined by the thermal evolution of a basin, which is directly related to its geological history. Therefore, the thermal maturity pattern of the organic matter (degree of coalification, coal rank) is directly proportional to the burial history of the analyzed lithostratigraphic profile and the heat transport through the rocks (Hantschel, Kauerauf 2009). The Upper Silesian Coal Basin (USCB) is one of the largest coal basins in Europe (Kotas 1995). However, the thermal evolution of the USCB is still a matter of controversy and a number of issues have not yet been clarified. Generally, reconstructions of the thermal history of this basin are traditionally based on geological evidences including organic matter maturity, mineral indices such as illite crystallinity and conodont alteration indices (CAI), but more recently also on K-Ar dating, apatite fission track and helium dating (e.g. Belka 1993; Kotas 1995, 2001; Środoń et al. 2006; Botor 2014; Geršlová et al. 2016). At least two groups of models for the thermal history of the USCB have been proposed. The first has maximum temperatures at the end of the Carboniferous, just prior to or slightly after the tectonic inversions that were related mainly to burial. In the second group scenario, maximum temperatures were related to a regional thermal pulse(s) either (i) in the Mesozoic, in response to unrecognized deep magmatism and/or fluid circulation related to regional tectonic activity, or (ii) additional burial, in the Miocene or Mesozoic (Belka 1993; Kotas 1995, 2001; Środoń et al. 2006; Botor 2014; Geršlová et al. 2016). The aim of

Doporučená citace článku:

Botor, D., Bábek, O. (2019). Burial and thermal history modelling of the Upper Carboniferous strata based on vitrinite reflectance data from Bzie-Dębina-60 borehole (Upper Silesian Coal Basin, southern Poland). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 26, 1–2, 73–79.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-73>

this study was to determine the paleothermal conditions of coalification of the Upper Carboniferous coal-bearing strata in the SW part of the USCBB on the example of the lithostratigraphic section of the Bzie-Dębina-60 borehole, which was drilled in 2011.

Geological setting

The Upper Silesian Coal Basin is located in southern Poland and in the Ostrava region in NE part of the Czech Republic (Fig. 1). The USCBB occupies the NE corner of the Brunovistulicum Block, the Neoproterozoic crystalline basement of which was consolidated during the Cadomian orogenic cycle (Kalvoda et al. 2008). The northern part of Brunovistulicum is defined as the Upper Silesian Block (Kotas 1985; Buła, Żaba 2005). The western part of Brunovistulicum extends beneath the Moravian-Silesian Fold-and-Thrust Belt that evolved in response to Carboniferous subduction of the Brunovistulian terrane below the Lugodanubian group of terranes (e.g. Fritz, Neubauer 1995; Buła, Żaba 2005). From late Viséan to

the Stephanian, the region acted as a peripheral foreland basin of the Moravo-Silesian part of the Variscan mobile belt, in which over c. 8 000 m of Carboniferous molasse sediments were deposited, but have been reduced by erosion mostly after late Westphalian-Stephanian tectonic uplift (Kotas 1985, 1995; Kędzior et al. 2007). The molasse basin displayed asymmetric subsidence with an axis that followed continuously the eastward migration trend. The preserved coal-bearing sequence is 1 500–2 000 m thick in the eastern part of the basin and increases westward to over 4 500 m (Fig. 2). Up to 1 500 m of Upper Viséan to Lower Namurian flysch sediments marked the termination of fully marine deposition in the Moravo-Silesian Basin (Hradec-Kyjovice Formation). During the Early Namurian to Westphalian (Serpukhovian to Kasimovian) times, the basin was filled by paralic and subsequently limnic, fluvial, fluvio-lacustrine and lacustrine siliciclastics with frequent coal seams and volcanoclastic strata, which is subdivided into the Ostrava and Karviná Formations in the Czech Republic. In the Polish part, the

USCBB is subdivided into the Paralic Series (equivalent to Ostrava Fm.), the Upper Silesian Sandstone Series and Mudstone / Siltstone Series (equivalent to Karviná Fm.) and the Kraków Sandstone Series (see Jirásek et al. 2013 for more details).

The Namurian to Westphalian coal-bearing sediments are overlain by Stephanian Kwaczała Arkose and by up to 100 m of Lower Permian rocks, which are restricted to the narrow zone along NE margin of the USCBB. Whereas, in the northern and the eastern part of the USCBB the Carboniferous rocks are discordantly overlain by Triassic deposits, which range in thickness from 100 to 200 m and the southern part of USCBB is covered up to 400 m by Miocene sediments (Kotas 1995).

The Moravian-Silesian Belt overrides the western margin of the USCBB along a system of thrusts. The USCBB forms a broad synclinorium, which is differentiated in deformation style. Along both main overthrusts there is a narrow zone of E-facing folds, which delimits the Variscan front of the

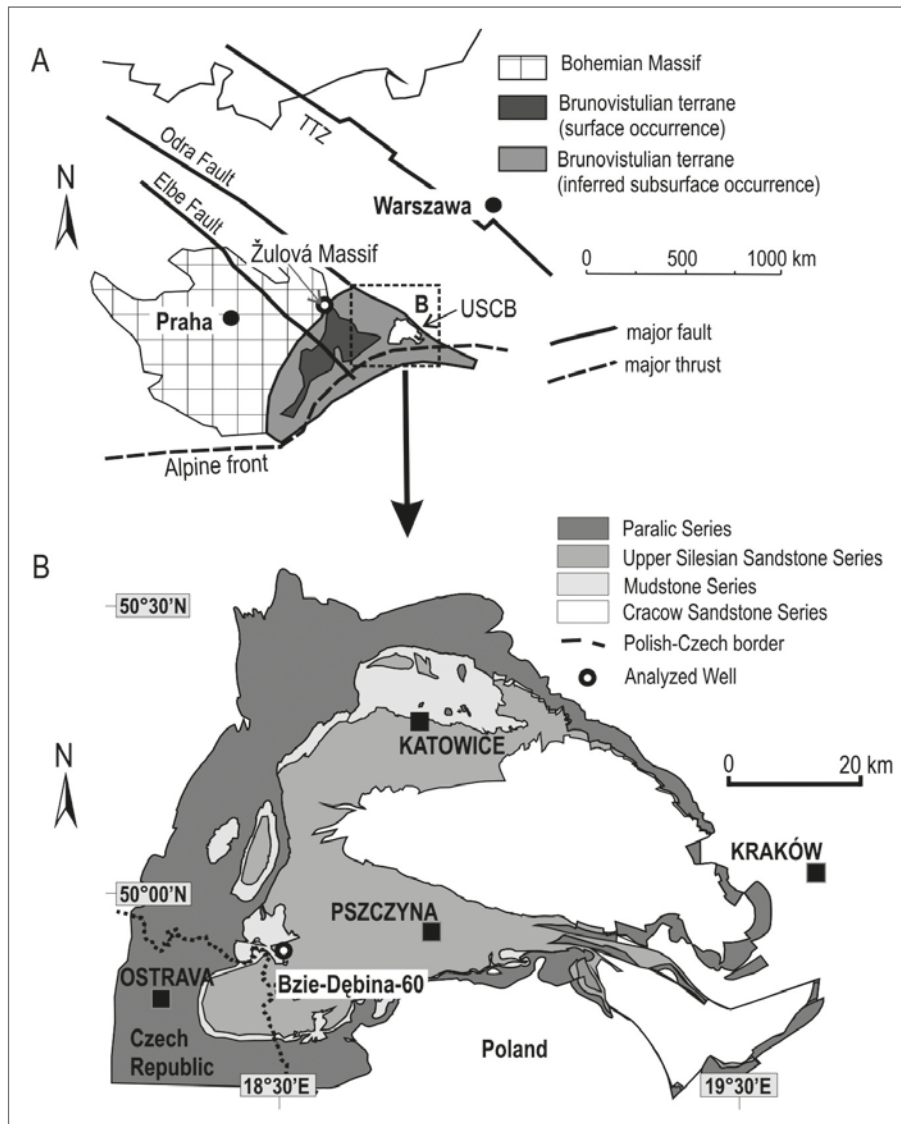


Fig. 1: A – Simplified sketch map showing the geotectonic position of the Upper Silesian Coal Basin, TTZ Teisseyre-Tornquist Zone; B – study area of the Upper Silesian Coal Basin (USCBB) modified after Kotas (1995), Buła et al. (1997) and Kalvoda et al. (2008).

Moravo-Silesian mobile belt. To the east, the basin has been primarily affected by brittle deformation. The main Variscan tectonic movements that resulted in the inversion of the basin occurred during Latest Westphalian to Stephanian time (Kotas 1985, 1995; Buła et al. 1997). More comprehensive discussion of USCB geology can be found in Kotas (1995), Buła et al. (1997) and Kędzior et al. (2007).

Methods

The Bzie-Dębina-60 borehole (maximum depth of 1341 m) penetrated the succession of the Mudstone Series (Westphalian), overlain by Miocene deposits of the Carpathian Foredeep (Figs. 1, 2). The rock samples were cut perpendicular to the bedding and from these rock pieces polished slides were prepared for microscopic investigations. Vitrinite reflectance was measured to determine the coal rank of the samples, using a Zeiss AxioImager 2mM microscope for incident light, a 50×/0.85 Epiplan-Neofluar oil immersion objective and a 546 nm filter, Zeiss immersion oil $n_g = 1.518$, at a temperature of 23 °C. Mineral standards of known reflectance were used for calibration: sapphire (0.590%), yttrium-aluminum garnet (0.901%), gadolinium-gallium garnet (1.718%). The applied microscopical investigations closely followed the guidelines published by e.g. the usual International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP) procedures (ISO 7404-5, 2009), and further discussed by Pusz et al. (2014) and Hackley et al. (2015).

Computer modeling of the degree of coalification was carried out using the 1-D PetroMod software (Schlumberger). The modelling employed data defining the burial history, comprising the stratigraphy and thickness of the distinguished intervals as well as petrophysical parameters of rocks, the contemporary thermal regime and the present thermal maturity (Hantschel, Kauerauf 2009). The maturity was modelled using the forward method, i.e. first the initial state of the system and definite geological process were assumed, and then its effect on the contemporary distribution of thermal maturity in the profile was calculated. In the case of a discordance between calculated and measured maturity values, the procedure was repeated for other parameters until an optimum calibration was obtained (Hantschel, Kauerauf 2009). The backstripping method including corrections for decompaction of sediments was used to reconstruct the burial history. Petrophysical parameters were used based on default PetroMod library according to lithology types identified in the Bzie-Dębina-60 well. Models were calibrated using present-day corrected borehole temperature data (Karwasiecka 1996, 2001) and measured values of R_o . The basic parameter used to build the model of coalification was the average vitrinite reflectance using the algorithm according to Sweeney and Burnham (1990). A broader

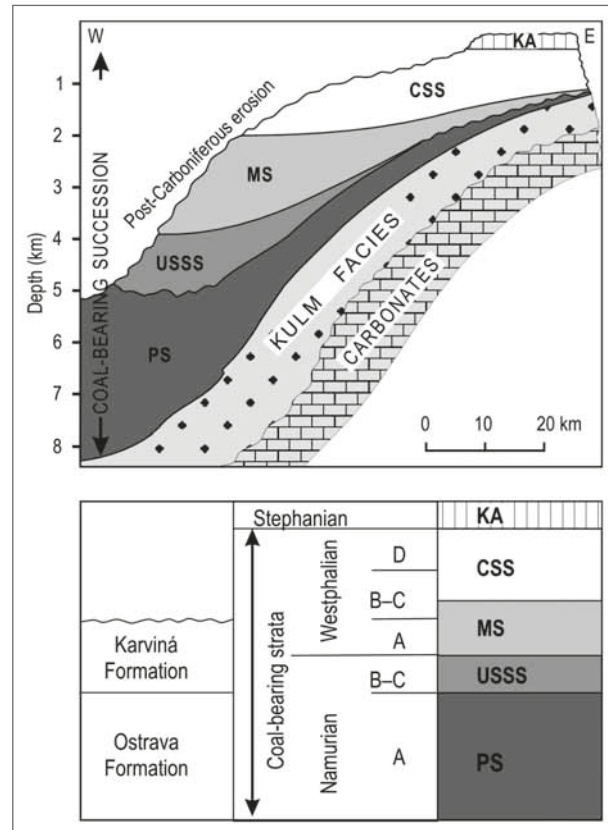


Fig. 2: Schematic lithostratigraphic cross-section through the Upper Silesian Coal Basin (after Kotas 1995). Clastic Culm facies and carbonates are Lower Carboniferous sediments. Coal-bearing strata include Namurian and Westphalian sediments only. KA – Kwaczala Arkose; CSS – Cracow Sandstone Series; MS – Mudstone Series; USSS – Upper Silesian Sandstone Series; PS – Paralic Series.

Tab. 1: Results of microscopic investigations of the samples (Załęże Beds, Westphalian A) from Bzie-Dębina-60 well.

No	Sample	Depth (m)	Lithology	R_o (%)	N	STD	W (%)	L	I
1	BD60/1	811.0	claystone	0.76	40	0.10	85	5	10
2	BD60/4	886.5	coal	0.80	100	0.04	89	3	8
3	BD60/7	910.9	coal	0.83	100	0.04	71	6	23
4	BD60/8	935.0	claystone	0.85	52	0.12	78	4	18
5	BD60/9	960.5	claystone	0.81	62	0.08	76	5	19
6	BD60/12	1 032.9	claystone	0.83	56	0.08	80	3	17
7	BD60/14	1 096.0	claystone	0.84	67	0.08	82	6	12
8	BD60/17	1 140.0	claystone	0.84	48	0.08	79	5	16
9	BD60/18	1 152.3	coal	0.87	100	0.05	77	4	19
10	BD60/22	1 226.0	claystone	0.94	75	0.13	86	3	11
11	BD60/24	1 285.0	claystone	1.02	64	0.14	85	5	10
12	BD60/26A	1 329.0	coal	1.07	100	0.05	79	4	17
13	BD60/26B	1 329.0	claystone	1.01	71	0.08	78	6	16

Stratigraphically all samples are Westphalian A

(Załęże Beds, per. comm. Prof. Ireneusz Lipiarski)

R_o – mean vitrinite reflectance (%); N – number of measurements per sample; STD – standard deviation; W – vitrinite group; L – liptinite group; I – inertinite group

discussion of the applied maturity modeling method is provided by Botor et al. (2013).

Results and discussion

Microscopic investigations of Westphalian samples in the Bzie-Dębina-60 well have shown that organic matter is dominated by vitrinite group (Tab. 1). The coal rank in the well shows an increase with depth. The mean vitrinite reflectance values range from 0.76 to 1.07% (Tab. 1), which is similar to the data from the adjacent Bzie-Dębina-57 well (Proberz, Kwaśny 2014). In the Czech part of the USCB (SV4, NP824, NP522 wells, Bábek, Franců 2004), the vitrinite reflectance values range from 2.0 to 0.5% (Sivek et al. 2003; Bábek, Franců 2004; Kandarachevová et al. 2009). Further to west in the Moravo-Silesian Basin, the vitrinite reflectance values quickly increase to > 5% (e.g. Dvořák 1989; Franců et al. 1999; Bábek et al. 2005, 2006).

This new set of data was used for maturity modeling using the PetroMod software (Fig. 3, 4). The results show a quick increase in burial depths during the late Carboniferous time, immediately after the deposition of the Mudstone Series (which were drilled in the well, i.e. Westphalian A), leading to maximum burial depths in the end of the Carboniferous (Fig. 3). Subsequent burial phases in the Triassic and Miocene did not have any effect on the growth of paleotemperatures and the coalification of the Carboniferous sediments. The calculated values of the average vitrinite reflectance indicate a maximum palaeotemperature of c. 145 °C (Fig. 3). Later burial temperatures were too low and insufficient to significantly increase the coalification of the organic matter (cf. Botor 2014). In the Bzie-Dębina-60 well, the present-day average heat flow, based on borehole temperature values (Fig. 4A), is 70 mW/m², which is similar to the published values from the area (Karwasiecka 1996, 2001). Within the USCB the average present-day heat flow is 70.4 ± 8.5 mW m² (Karwasiecka 1996, 2001), which is in agreement with independent observations from the Ostrava-Karvina area corresponding to 70 ± 8

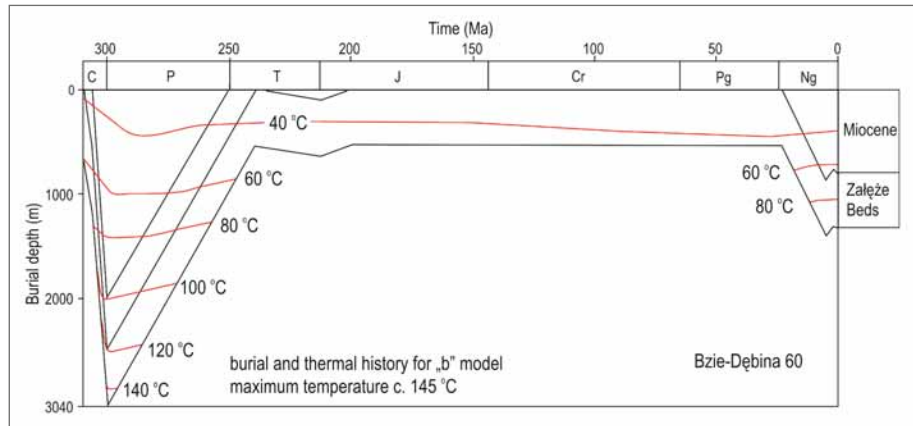


Fig. 3: Results of the modeling of the burial and thermal history for the Bzie-Dębina-60 well.

mW/m² (Kubik, Čermak 1986). In the SW part of the USCB in Poland, the heat flow values range from c. 70 to c. 80 mW/m² (Karwasiecka 1996, 2001). However, coalification in inverted sedimentary basins is mainly controlled by conditions during deep burial, not by parameters of the present-day period (e.g. Hantschel, Kauerauf 2009), especially in the USCB where the degree of coalification at given depths is higher than it should be taking into account the present-day geothermal gradient. In this work, a correct (the best fitted, preferred) thermal model was obtained in accordance with the measured R₀ values for this borehole, assuming 2 350 m of post-Variscan erosion of the Carboniferous overburden, and heat flow of

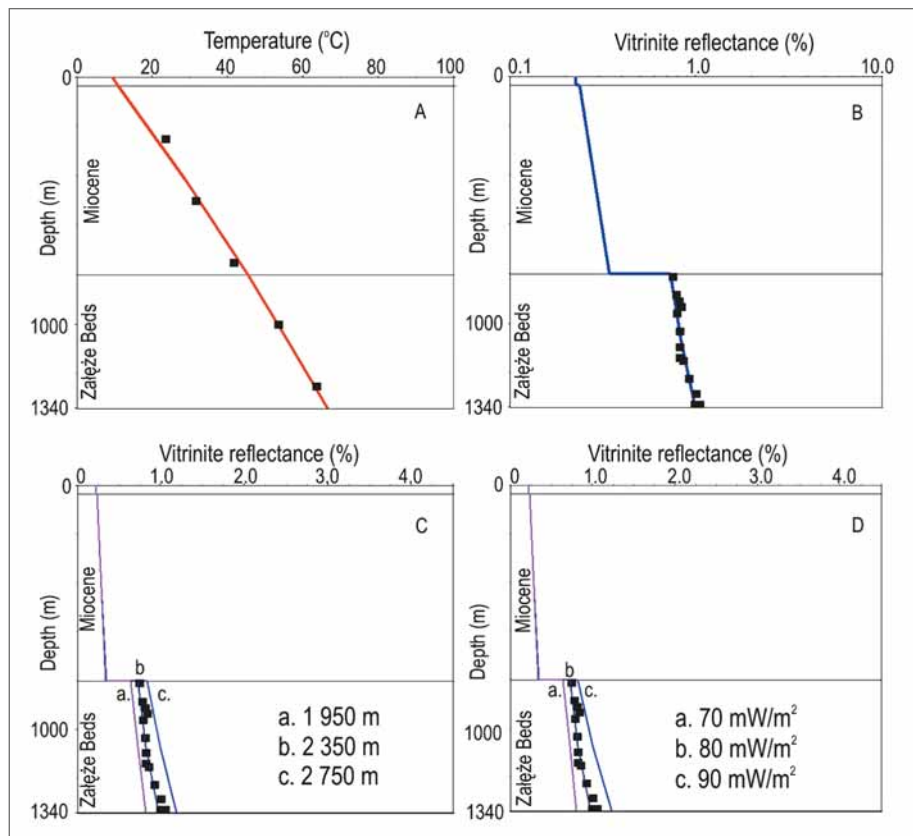


Fig. 4: Model calibration by present-day borehole temperature (A), by mean vitrinite reflectance values (B), sensitivity analysis applying change of overburden thickness (C), and change heat flow values in the time of maximum burial (D).

80 mW/m² at the end of Carboniferous (Fig. 4B). Sensitivity analyses of the models have shown that a change in erosions of ± 400 m or a change in heat flow of ± 10 mW/m² result in a significant change in calibration (Fig. 4C–D). Similar thickness of eroded strata was also recently calculated from the Czech part of the USCB (Geršlová et al. 2016).

Moreover, the preferred model is compatible with time-temperature history based on apatite fission track data (Botor 2014). In neighboring wells located in the western part of USCB, the Permian to early Triassic (259 to 214 Ma) apatite fission track ages clearly document that the maximum temperatures in the basin were reached much earlier, i.e. at the end of the Carboniferous. Considering the geological evolution of this area, its origin should be connected with the processes of burial directly before the tectonic inversion in the latest Carboniferous (Botor 2014). In the Moravo-Silesian Basin located to the W, burial paleotemperatures inferred from vitrinite reflectance, illite crystallinity and conodont alteration indices reached 150 to 350 °C (late diagenetic to anchimetamorphic conditions), showing a distinct regional trend of decreasing thermal alteration from NW (interior of the orogene) to SE (foreland). The maximum burial temperatures may have coincided with a distinct thermal pulse at the NE margin of the Bohemian Massif as indicated by the intrusion of the Žulová Massif and 300–310 Ma cooling ages of white micas in the Silesicum domain (Maluski et al. 1995; Schulmann et al. 2014). However, the influence of the Žulová Massif intrusion on the thermal evolution of the USCB was probably low because of a significant distance

between these two geological units (Fig. 1). In addition, porosity and bulk density data from the Carboniferous sediments (in particular, low porosity at relatively shallow depths, Botor et al. 2019) provide an indirect evidence for a significant erosion of overlying strata, i.e., much greater ancient burial depth of the sediments particularly in the western part of the USCB.

Conclusions

The diagenesis of Upper Carboniferous sediments in the Bzie Dębina-60 well is not related to the modern geothermal field, but is much older. The coalification occurred in the latest Carboniferous c. 300 Ma, and was likely related to significant burial and mildly higher heat flow compared to present-day. Any hydrothermal processes or tectonic extension associated with the suggested Mid-Mesozoic thermal event did not affect their coalification, presumably due to the lack of a significant increase in temperature above the values already achieved with the end of the Carboniferous.

Acknowledgements

The above work was supported by National Agency Academic Exchange (NAWA, Warsaw, Poland) as part of a scientific fellowship for Dariusz Botor, project No. PPN/BIL/2018/1/11/CZE/UMOWA/1 at Palacký University of Olomouc, Department of Geology (Czech Republic) in the academic year 2018–2019. We would like to express our gratitude to the reviewers, Dr. Václav Suchý and the Anonymous Reviewer, for their very valuable input, which significantly improved the quality of the paper.

References

- Bábek, O., Franců, E. (2004). Regional trends in Thermal Maturity of Paleozoic Rocks of the Moravo-Silesian Basin: a Combined Study of Conodont Alteration Index (CAI), Vitrinite Reflectance and Rock Eval Pyrolysis. – Proceedings of the 2nd Meeting of the Central European Teconic Group, Lučenec, Slovakia, June 22–25, 2004, *Geolines*, 17, 16–17. Praha.
- Bábek, O., Tomek, Č., Neubauer, F., Franců, E., Kalvoda, J. (2005). Thermal overprint in Paleozoic sediments of the Moravo-Silesian zone, Bohemian Massif: a record of late Variscan orogen-parallel extension. – Proceedings of the 3rd Meeting of the Central European Teconic Studies Group, Felsőtarkányi, Hungary, April 14–17, 2005, *Geolines*, 19, 17. Praha.
- Bábek, O., Tomek, Č., Melichar, R., Kalvoda, J., Otava, J. (2006). Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian Massif: a review. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 239, 37–75.
- Belka, Z. (1993). Thermal and burial history of the Cracow-Silesia region (southern Poland) assessed by conodont CAI analysis. – *Tectonophysics* 227, 161–190. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90093-Y](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90093-Y)
- Botor, D., Papiernik, B., Maćkowski, T., Reicher, B., Kosakowski, P., Machowski, G., Górecki, W. (2013). Gas generation in the Carboniferous source rocks of the Variscan and their foreland. implications for a charge history of natural gases of the Rotliegend deposits (Poland). – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 83, 353–383.
- Botor, D. (2014). Timing of coalification of the Upper Carboniferous sediments in the Upper Silesia Coal Basin on the basis of apatite fission track and helium dating. – *Gospodarka Surowcami Mineralnymi — Mineral Resources Management*, 30, 85–104 [In Polish, with English summary]. <https://doi.org/10.2478/gospo-2014-0010>
- Botor, D., Karwasiecka, M., Wagner, J., Kwarciański, J., Krieger, W., Rolka, M. (2019). Attempt to estimate of Carboniferous eroded overburden in the Upper Silesian Coal Basin (Poland) based on integrated sediment compaction and thermal maturity data – preliminary results. SGEM Conference, 25.06–1.07.2019, Albena, Bulgaria, (submitted).
- Buła, Z., Jachowicz, M., Żaba, J. (1997). Principal characteristics of the Upper Silesia Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). – *Geological Magazine*, 134, 669–677. <https://doi.org/10.1017/S0016756897007462>
- Buła, Z., Żaba, J. (2005). Geological position of the USCB versus Precambrian and Lower Paleozoic basement. – *Przewodnik 76 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, pp. 14–42. [in Polish with English abstract].
- Dvořák, J. (1989). Anchimetamorphism in the Variscan tectogene in Central Europe – its relationship to tectogenesis. – *Věstník Ústředního Ústavu Geologického*, 64, 17–30. [In Czech, with English abstract].
- Franců, E., Franců, J., Kalvoda, J. (1999). Illite crystallinity and vitrinite reflectance in Paleozoic siliciclastics in the SE Bohemian Massif as evidence of thermal history. – *Geologica Carpathica*, 50, 365–372.
- Fritz, H., Neubauer, F. (1995). Moravo-Silesian Zone: Autochthon – Structure. – In: Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber K. (eds): *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*, pp. 490–494, Springer, Berlin.
- Geršlová, E., Goldbach, M., Geršl, M., Skupien, P. (2016). Heat flow evolution, subsidence and erosion in Upper Silesian Coal Basin, Czech Republic. – *International Journal of Coal Geology*, 154–155, 30–42.
- Hantschel, T., Kauerauf, A. (2009). *Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling*. – Springer, Heidelberg.
- Hackley, P. C., Araujo, C. V., Borrego, A. G., Bouzinos, A., Cardott, B. J., Cook, A. C., Flores, D., Gentzis, T., Gonçalves, P. A., Mendonça Filho, J. G., Hámor-Vidó, M., Jelonek, I., Kommeren, K., Knowles, W., Kus, J., Mastalerz, M., Menezes T. R., Newman, J., Oikonomopoulos, J. K., Pawlewicz, M., Pickel, W., Potter, J., Ranasinghe, P., Read, H., Reyes, J., De La Rosa Rodriguez, G., de Souza, I.V.A.F., Suárez-Ruiz, I., Sýkorová, I., Valentine, B.J. (2015). Standardization of reflectance measurements in dispersed organic matter: Results of an exercise to improve interlaboratory agreement. – *Marine and Petroleum Geology*, 59, 22–34.
- International Organization for Standardization (ISO) (2009). *Methods for the petrographic analysis of bituminous coal and anthracite – part 5: methods determining microscopically the reflectance of vitrinite. ISO 7404-5, 3rd edition.*
- Jirásek, J., Hýlová, L., Sivek, M., Jureczka, J., Martínek, K., Sýkorová, I., Schmitz, M. (2013). The Main Ostrava Whetstone: composition, sedimentary processes, palaeogeography and geochronology of a major Mississippian volcanoclastic unit of the Upper Silesian Basin (Poland and Czech Republic). – *International Journal of Earth Sciences*, 102, 989–1006. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0853-5>
- Kalvoda, J., Bábek, O., Fatka, O., Leichmann, J., Melichar, R., Nehyba, S., Špaček, P. (2008). Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. – *International Journal of Earth Sciences*, 97, 497–518. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0183-1>
- Kandarachevová, J., Sedláčková, L., Hýlová, L., Jirásek, J., Sivek, M. (2009). Lateral development of coalification in the Czech part of the Upper Silesian Coal Basin and its connection with gas deposits. – *International Journal of Coal Geology*, 79 (1–2), 29–39.
- Karwasiecka, M. (1996). *Geothermal Atlas of the Upper Silesia Coal Basin*. Publishing House Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa. [in Polish].
- Karwasiecka, M. (2001). Nowe wyniki badań gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. – In: Plewa, S. (ed.): *Rozpoznanie pola ciepłego Ziemi w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dla potrzeb górnictwa i ciepłownictwa*, Studia, Rozprawy, Monografie, Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków, 90, 50–84. [in Polish].
- Kędzior, A., Gradziński, R., Doktor, M., Gmur, D. (2007). Sedimentary history of a Mississippian to Pennsylvanian coal-bearing succession: an examples from the Upper Silesia Coal Basin, Poland. – *Geological Magazine*, 144, 487–496. <https://doi.org/10.1017/S001675680700341X>
- Kotas, A. (1995). Lithostratigraphy and sedimentological-paleogeographic development of the Upper Silesian Coal Basin. – In: Zdanowski, A., Żakowa, H. (eds): *The Carboniferous System in Poland*. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego Warszawa, pp. 124–134.

- Kotas, A. (2001). Interpretation of thermal maturity gradients in the Carboniferous strata of the Upper Silesia Coal Basin. – Proceedings of the XXIV Conference – Geology of coal-bearing formation of Poland, 2001, pp. 45–51, AGH Publishing House. [in Polish].
- Kotas, A. (1985). Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). – *Comptes Rendus Geosciences*, 3, 459–469. 10th Congr. Int. Strat. Coal Carb., Madrid 1983.
- Kubík, J., Čermák, V. (1986). Heat flow in the Upper-Silesian Coal Basin: re-evaluation of data with special attention to the lithology. – *Studia Geophysica et Geodaetica*, 30, 376–393. <https://doi.org/10.1007/BF01646381>
- Maluski, H., Rajlich, P., Souček, J. (1995). Pre-Variscan, Variscan and early Alpine thermo-tectonic history of the northeastern Bohemian Massif: a 40Ar/39Ar study. – *Geologische Rundschau*, 84, 345–358. <https://doi.org/10.1007/s005310050010>
- Probiez, P., Kwaśny, M. (2014). Changes of coal rank and petrographic composition of coals from the drillhole BD 57 deposit of “Bzie-Dębina” in the Jastrzębie area (SW part of the Upper Silesian Coal Basin). – *Geology, Geophysics and Environments*, 40, 66–74. <https://doi.org/10.7494/geol.2014.40.1.66>
- Pusz, S., Borrego, A. G., Alvarez, D., Camean, I., du Cann, V., Duber, S., Kalkreuth, W., Komorek, J., Kus, J., Kwecińska, B. K., Libera, M., Marques, M., Misz-Kennan, M., Morga, R., Rodrigues, S., Smędowski, Ł., Suarez-Ruiz, I., Strzezik, J., (2014). Application of reflectance parameters in the estimation of the structural order of coals and carbonaceous materials. Precision and bias of measurements derived from the ICCP structural working group. – *International Journal of Coal Geology*, 131, 147–161.
- Schulmann, K., Oliot, E., Košuličová, M., Montigny, R., Štípská, P. (2014). Variscan thermal overprints exemplified by U-Th-Pb monazite and K-Ar muscovite and biotite dating at the eastern margin of the Bohemian Massif (East Sudetes, Czech Republic). – *Journal of Geosciences*, 59, (4), 389–413.
- Sivek, M., Dopita, M., Krůl, M., Čáslavský, M., Jirásek, J. (2003). Atlas of Chemical-Technological Properties of Coals in the Czech Part of the Upper Silesian Basin. – VŠB-TU, Ostrava, 31 p.
- Środoń, J., Clauer, N., Banaś, M., Wójtowicz, A. (2006). K-Ar evidence for a Mesozoic thermal event superimposed on burial diagenesis of the Upper Silesia Coal Basin. – *Clay Minerals*, 41, 669–690. <https://doi.org/10.1180/0009855064120212>
- Sweeney, J. J., Burnham, A. K. (1990). Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 1559–1570.

Nový pohled na genezi ordovické oolitické rudy z ložiska Skalka u Mníšku pod Brdy (pražská pánev, Barrandien)

New insight into the origin of Ordovician oolitic iron ores from Skalka Deposit near Mníšek pod Brdy (Prague Basin, Barrandian)

David Buriánek¹✉, Miroslav Bubík¹, Dalibor Všianský²

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 602 00 Brno

² Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words:

Barrandian, Ordovician, oolitic iron ores, mineral composition, diagenesis, depositional environment, Czech Republic

✉ david.burianek@geology.cz

Editor:

Marek Slobodník

Abstract

The Skalka Deposit near Mníšek pod Brdy currently represents one of the best exposed localities of Ordovician oolitic iron ores in the Barrandian. The studied oolitic iron ores consist mainly of siderite (Fe = 1.47–1.86 apfu) and kaolinite (Si = 7.99–8.06 apfu; ^{VI}Al = 7.62–7.67 apfu). This mineral association has been formed as a result of the process of diagenesis and has resulted from the decomposition of chlorite and Fe-(oxo-)hydroxides. Presence of colofane indicates rather low temperatures for this transformation. Paleontological record makes the previous hypothesis, that the iron ore deposit was formed in an isolated depression separated from the Prague Basin by a flat elevation, questionable. The presence of abundant graptolites and agglutinated foraminifers in the shales of the Šárka Formation indicates rather deep-water open-marine conditions. Ferruginous ooids are typically formed on shoals affected by wave action. The presence of these ooids in deep-water shale and existence of oolitic iron ore deposit accompanied by this shale does not need to be explained by sudden shallowing, but more likely by reworking of ooids in gravity flows to sublittoral or bathyal depths. Original position of shoal was most likely situated towards NNW where ore deposit and finally the complete Šárka Formation disappear. The fossil record indicates open-marine realm southeast of the Skalka area.

Úvod

Ordovický sedimentační cyklus pražské pánve je poměrně bohatý na ložiska železných rud. Bylo definováno 17 rudních obzorů (Petránek 1965). Zrudnění zde tvoří především oolitické sideritové a hematitové rudy (Petránek 1975). Jejich výskyt je typický především pro příbřežní oblasti pražské pánve. V šáreckém souvrství se zrudnění vyskytuje jako různě mocné čočky.

Ložisko Skalka vzniklo v ordoviku na z. okraji Gondwany a leželo poblíž vulkanických ostrovních oblouků (Linnemann et al. 2004). Na přelomu kambria a ordoviku začal rozpad Gondwany a docházelo k postupnému otvírání Rheického oceánu (např. von Raumer, Stampfli 2008). Během tohoto rozpadu kulminovala vulkanická aktivita svázaná s riftingem (Drost et al. 2011). Právě s tímto vulkanizmem je časově a někdy také prostorově svázan rozvoj sedimentace železných rud. Ložisko Skalka u Mníšku pod Brdy je jednou z typických lokalit oolitických rud v Barrandieniu a její studium může přispět k pochopení toho, proč právě během staršího paleozoika kulminuje výskyt tohoto typu mineralizace v sedimentárním záznamu. Tato studie mapuje procesy vzniku zdejších oolitických rud a změny, které způsobila diagenese.

Doporučená citace článku:

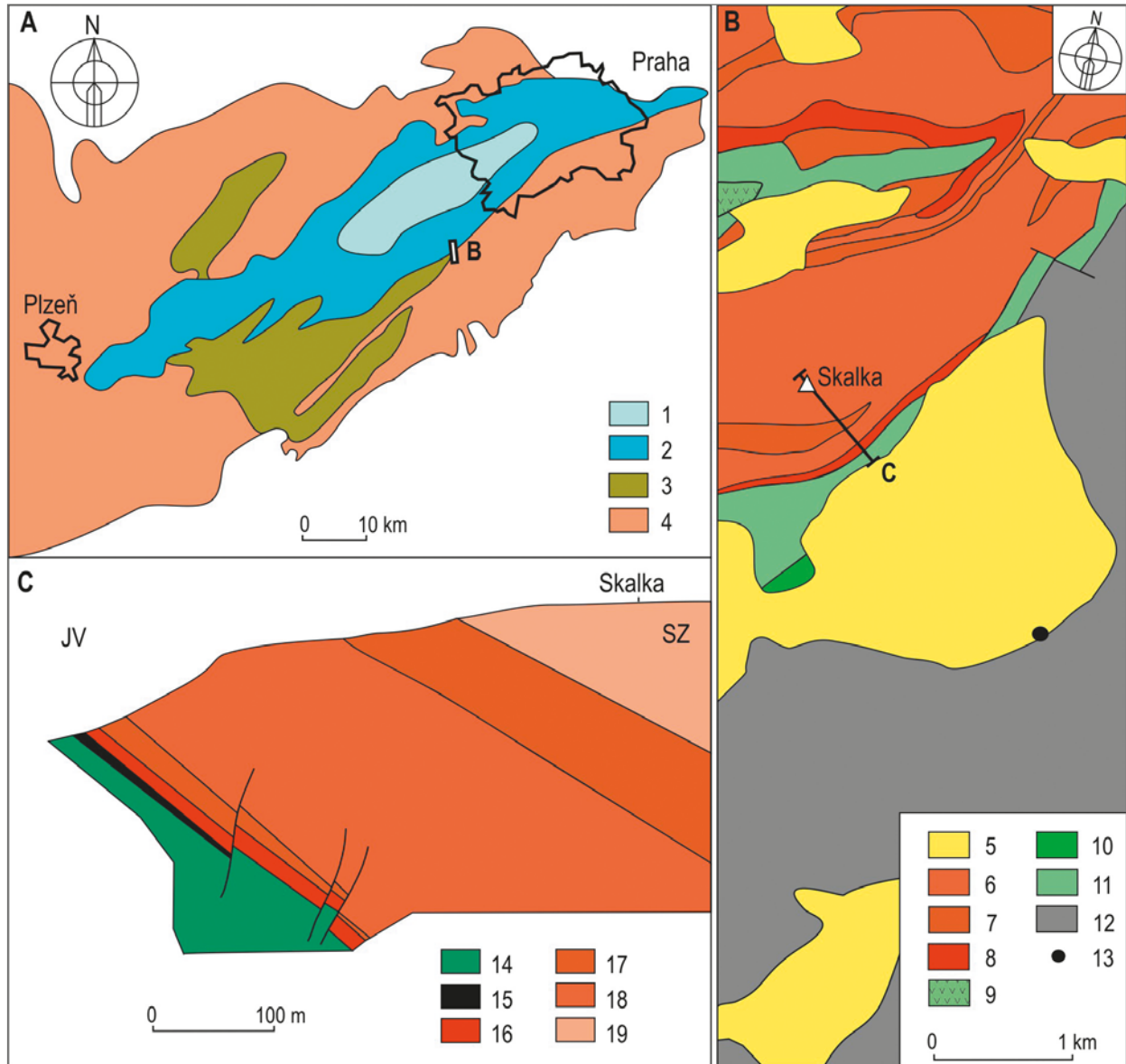
Buriánek, D., Bubík, M., Všianský, D. (2019). Nový pohled na genezi ordovické oolitické rudy z ložiska Skalka u Mníšku pod Brdy (pražská pánev, Barrandien). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26,1–2, 80–89.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-80>

Geologická pozice

Ložisko Skalka u Mníšku pod Brdy je situováno při okraji jv. křídla pražské pánve Barrandienu (obr. 1). Podloží ordovických sedimentů tvoří spodnokambriické sedimenty zastoupené hlavně hořickými pískovci (Petránek 1975). Na bázi ordoviku popisují Svoboda a Prantl (1946) lokálně vyvinuté zelenošedé slepencovité tufitické pískovce řazené ke „komárovským vrstvám“ (klabavské

souvrství). Zároveň autoři připouštějí, že bazální poloha mocná jen 1–2 m může patřit již k šáreckému souvrství. Výše následují břidlice šáreckého souvrství mocné okolo 10 m. Zrudnění se nachází v šáreckém souvrství a v menší míře v nadložních břidlicích o mocnosti okolo 20 m. Tyto břidlice patří již k dobrotivskému souvrství (Chlupáč et al. 2002). Výše se nacházejí skalecké křemence dobrotivského souvrství značné mocnosti (obr. 1). Vrcholovou



Obr. 1: A – Geologická situace ložiska Skalka v centrální části teplásko-barrandienské oblasti (upraveno podle Chlupáče et al. 2002) 1 – silur a devon; 2 – ordovik; 3 – kambrium; 4 – proterozoikum; B – zjednodušená geologická mapa studované oblasti (upraveno podle Maška 1999 a Havlíčka 1986) 5 – kvartérní sedimenty; 6 až 9 ordovik (6 – pískovce až křemence; 7 – břidlice; 8 – železné rudy a břidlice; 9 – vulkanity), 10–11 kambrium (10 – slepence; 11 – droby až pískovce); 12 – proterozoikum (prachovce, droby); 13 – ústí štoly Skalka; C – linie geologického řezu ložiskem Skalka (upraveno podle Svobody a Prantla 1946) 14 – střední kambrium; 15–16 – šárecké souvrství (15 – břidlice; 16 – železné rudy), 17 a 18 – dobrotivské souvrství (17 – břidlice; 18 – skalecké křemence); 19 – libeňské souvrství (řevnické křemence).

Fig. 1: A – Geological position of the Skalka Deposit in central part of Teplá-Barrandian Unit (after Chlupáč et al. 2002, modified) 1 – Silurian and Devonian; 2 – Ordovician; 3 – Cambrian; 4 – Proterozoic; B – simplified geological map of the study area (after Mašek 1999 and Havlíček 1986, modified) 5 – Quaternary sediments; 6 to 9 Ordovician (6 – sandstones to quartzites; 7 – shales; 8 – iron ore and shales; 9 – volcanites), 10 and 11 Cambrian (10 – conglomerates; 11 – greywacke to sandstones); 12 – proterozoic (greywackes, sandstones); 13 – entrance of the Skalka gallery; C – line of geological section of the Skalka Deposit (after Svoboda and Prantl 1946, modified) 14 – Middle Cambrian; 15 and 16 – Šárka Formation (15 – shales; 16 – iron ore); 17 and 18 – Dobrotivá Formation (17 – shales; 18 – Skalka quartzites); 19 – Libeň Formation (Řevnice Quartzites).

část masivu Skalky tvoří řevnické křemence libeňského souvrství.

V šarečkém souvrství se oolitické železné rudy zastupují s černými jílovitými břidlicemi. Jde o jemnozrně břidlice s dominancí illitu a šupinkami muskovitu na foliačních plochách. Běžné jsou laminy hrubšího siltu (Kukal 1963). Břidlice místy přecházejí do prachovců a písčitéch břidlic s polohami pískovců.

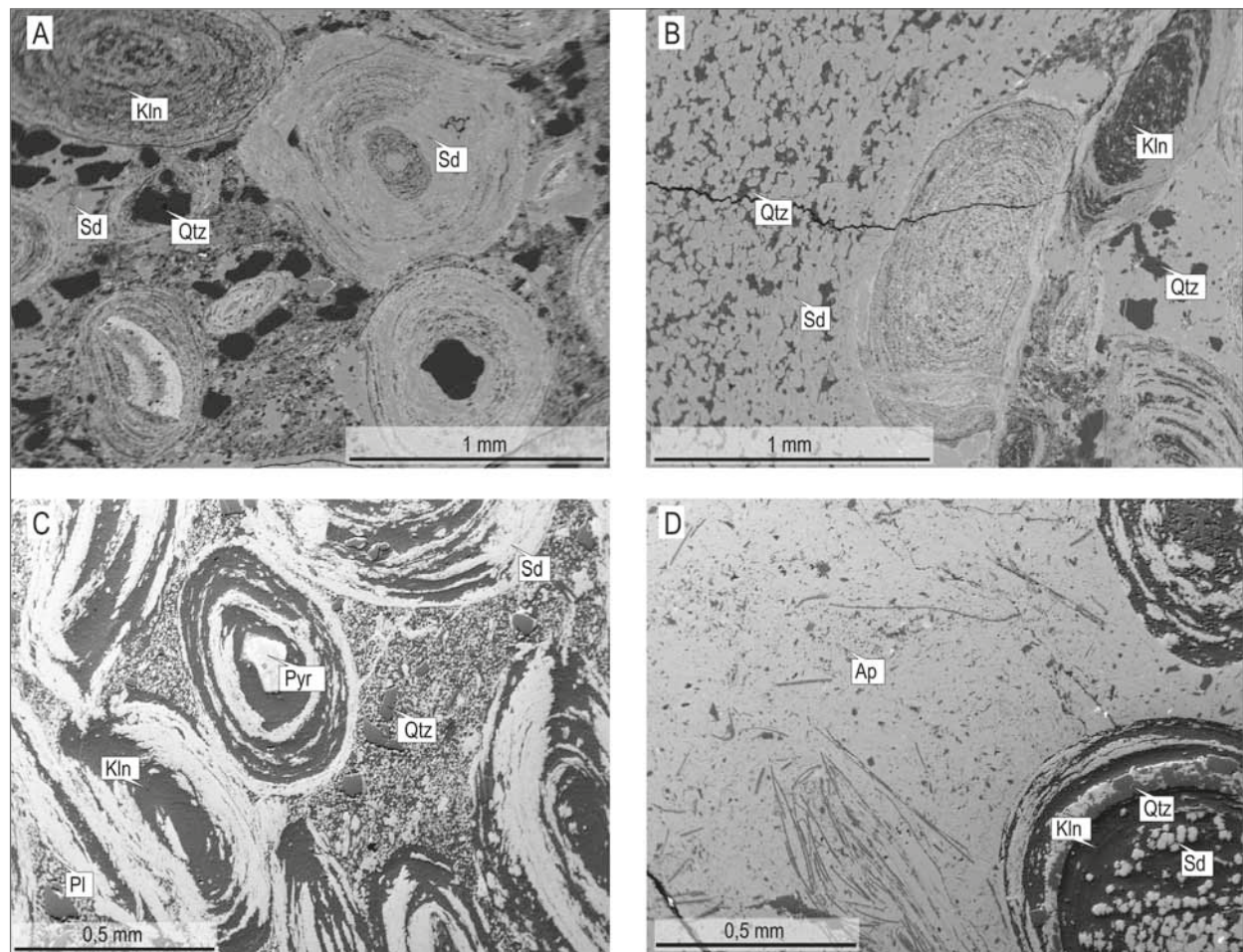
Ložisko železných rud vzniklo během středního ordoviku (darriwil) po velkém hiátu, který lokálně zabírá interval vyšší spodní kambrium až spodní ordovik. V období ordoviku se popisovaná lokalita nacházela na okraji Gondwany a byla situována na j. polokouli v oblasti kolem 50 rovnoběžky. Klima bylo poměrně chladné, na což ukazují výskyty chladnovodní fauny i převaha klastických sedimentů (Chlupáč 1992).

Ve studované oblasti rudy nasedají přímo na sedimenty středního kambria, což bývá vysvětlováno morfologií terénu před začátkem sedimentace železných rud. Předpokládalo se, že oolitické rudy vznikly v příbřežních

lagunách a hlavním zdrojem železa byly vulkanity křivoklátského pásma (Bouček 1947; Chlupáč et al. 2002; Havlíček 1981).

Historie ložiska

Železné rudy na ložisku Skalka u Mníšku pod Brdy těžili na povrchových výchozech patrně již Keltové. Hlubinná těžba se datuje od 18. století. Z této doby existuje i důlní mapa, na které je zachycena jáma sv. Antonína Paduánského s poměrně vysokým stupněm rozfárání ložiska. V roce 1852 těžba zanikla (Zelenka, Živor 2019). K novým pokusům o otevření ložiska došlo až na začátku 20. století a těžba s přestávkami probíhala až do 60. let 20. století, kdy bylo ložisko vytěženo (Petránek 1975; Zelenka, Živor 2019). Dnes je část dolu zpřístupněna pro geoturistiku (Hošek 2017).



Obr. 2: Petrografie oolitických Fe rud, BSE snímky: A – deformované ooidy, v centrální části ooidů jsou klasty křemene nebo bioklasty; B – kontakt mezi masivní sideritovou rudou (Sd – siderit, světlá fáze, Qtz – křemen, tmavá fáze) a oolitickou rudou; C – deformované ooidy složené z kaolinitu (Kln), sideritu a pyritu (Pyr); D – intraklast kolofánu (Ap) uzavírající drť kutikul fylokaridů (dole uprostřed).

Fig. 2: Petrography of the oolitic Fe ore, back-scattered electron (BSE) images: A – Deformed ooids, quartz grain or bioclasts form core of ooids; B – Contact between massive siderite (Sd – siderite, light phase, Qtz – quartz, dark phase) and oolites ore; C – Deformed ooids composed of kaolinite (Kln), siderite and pyrite (Pyr); D – colophane (Ap) intraclast enclosing phyllocarid cuticle fragments.

Tab. 1: Analýzy karbonátů (hm. %) a empirické vzorce přepočtené na základ 6 kyslíků ve vzorcové jednotce.

Tab. 1: Carbonate analyses (wt.%) and empirical formulas recalculated on the basis of 6 oxygens per formula unit.

Vzorek	706/N	706/N	S12015	S12015
číslo	32	33	4	5
CaO	0,98	0,53	1,01	0,86
MgO	1,43	4,23	3,22	3,65
MnO	0,47	0,26	0,04	0,00
FeO	58,55	55,96	54,17	52,01
SrO	0,00	0,04	0,04	0,00
CO ₂	38,49	39,49	37,52	36,53
celkem	99,92	100,51	95,99	93,07
Ca	0,040	0,021	0,042	0,037
Mg	0,081	0,234	0,187	0,218
Mn	0,015	0,008	0,001	0,000
Fe	1,864	1,736	1,769	1,745
Sr	0,000	0,001	0,001	0,000
C	2,000	2,000	2,000	2,000
O	6,000	6,000	6,000	6,000
komponenta (mol. %)				
CaCO ₃	2	1	2	2
MgCO ₃	4	12	9	11
MnCO ₃	1	0	0	0
FeCO ₃	93	87	88	87

Metodika

Studované vzorky (6 vzorků železné rudy a 2 vzorky břidlic) z důlního díla Skalka odebrali D. Buriánek a J. Hošek. Část výsledků získaných studiem těchto vzorků byla využita při přípravě bakalářské práce (Hošek 2017). Zmíněné výsledky jsou však v rámci tohoto článku reinterpretovány. Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PŘF MU a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku 5 μm, proud svazku 10 nA, načítací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátor P. Gadas. Byly použity tyto standardy: Si, K, Al – sanidin, Mg – MgO, Fe – almandin, Ca – grosulár, Mn – spesartin, Ti – titanit, Cr – chromit, Na – albit, Sr – SrSO₄, P – fluorapatit, F – topaz, Cl – NaCl, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou, Pichoir 1985).

Pro rentgenovou práškovou difrakční (RTG) analýzu byl vybrán jeden vzorek oolitické železné rudy a jeden vzorek břidlice šareckého souvrství. Oba vzorky byly před analýzou rozdrceny pomocí kovového vibračního mlýna a nanášeny v tenké vrstvě na folii.

Práškové rtg-difrakční (PXR) analýzy byly provedeny na aparatuře Rigaku Smartlab s Cu-anodou ($\lambda_{K\alpha} = 0,15418$ nm) a 1-D pozičně citlivým detektorem při konvenční Bragg-Brentano parafokusační Θ - Θ reflexní geometrii. Úhlová oblast 4–80° 2 Θ , krok – 0,02° 2 Θ , čas na krok – 1 s. Získaná data byla zpracována pomocí software Panalytical High Score 4.5 plus a Bruker AXS EVA 2. Orientační kvantitativní fázová analýza byla provedena Rietveldovou metodou pomocí strukturních

Tab. 2: Analýzy kaolinitu (hm. %) a empirické vzorce přepočtené na základ 36 aniontů ve vzorcové jednotce. Obsahy Fe jsou pod detekčním limitem.

Tab. 2: Kaolinite analyses (wt.%) and empirical formulas recalculated on the basis of 36 anions per formula unit.

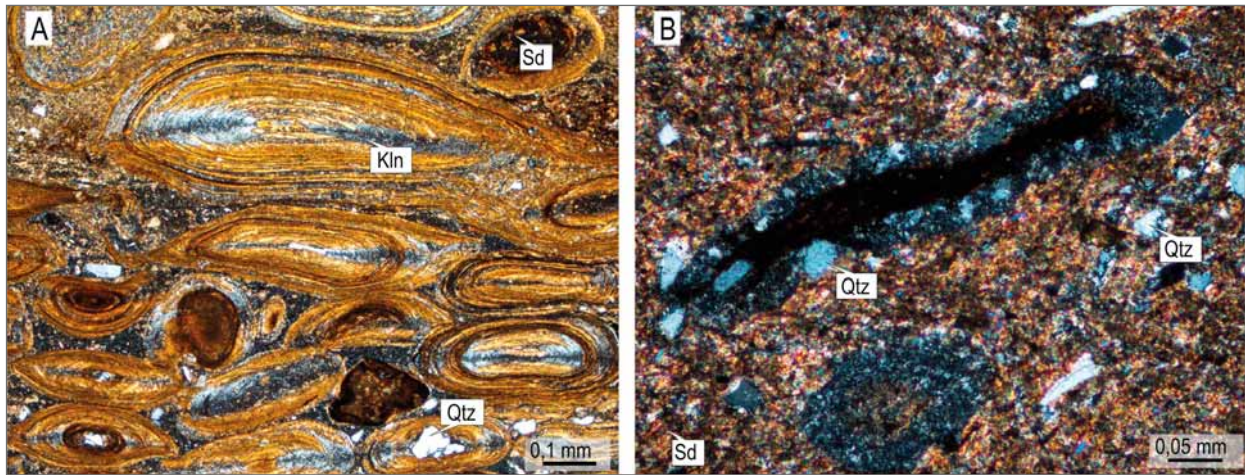
Vzorek	S12015	S12015	S12015
číslo	1	2	3
SiO ₂	48,13	48,94	48,53
TiO ₂	0,14	0,21	0,39
Al ₂ O ₃	39,03	39,04	38,86
Cr ₂ O ₃	0,05	0,07	0,04
Fe ₂ O ₃	1,22	1,17	1,06
MnO	0,00	0,01	0,02
MgO	0,16	0,12	0,10
CaO	0,43	0,19	0,15
Na ₂ O	0,04	0,04	0,03
K ₂ O	0,59	0,60	0,47
F	0,06	0,03	0,07
Cl	0,01	0,01	0,01
H ₂ O*	14,29	14,44	14,31
O=F, Cl	0,03	0,02	0,03
TOTAL	104,11	104,85	104,00
Si	7,992	8,063	8,049
^{IV} Al	0,008	0,000	0,000
pozice T	8,000	8,063	8,049
^{VI} Al	7,674	7,622	7,636
Ti	0,017	0,025	0,049
Cr	0,006	0,009	0,006
Fe ³⁺	0,152	0,145	0,132
vakance	3,760	3,857	3,904
pozice R ³⁺	11,609	11,659	11,725
Mn	0,000	0,001	0,003
Mg	0,039	0,028	0,024
Ni	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000
Ca	0,077	0,033	0,026
Na	0,025	0,027	0,021
K	0,249	0,252	0,201
Ba	0,000	0,000	0,000
Rb	0,000	0,000	0,000
pozice R ²⁺	0,391	0,341	0,275
F	0,062	0,031	0,071
Cl	0,005	0,007	0,004
OH*	15,933	15,962	15,924

dat z databáze ICSD 2012. Obsah rentgenoamorfni fáze nebyl stanovován.

Studium výbrusů bylo provedeno na mikroskopu Nikon Eclipse ME600 mikrofotografie pořízeny kamerou Nikon DS-U3. Mikropaleontologický vzorek břidlice byl připraven drcením na hydraulickém lisu, desintegrovan mechanicky s použitím gumové zátky a plaven na sítu 0,063 mm v laboratoři ČGS. Fotodokumentace foraminifer byla pořízena na mikroskopu Nikon SMZ1500 vybaveném kamerou ProgResCT3 a upravena pomocí software NIS-Elements. Dokladový fosilní a výbrusový materiál je součástí hmotné dokumentace ČGS v Brně.

Mineralogie a petrografie oolitické rudy

Podrobně byly v optickém mikroskopu a elektronovou mikrosondou studovány dva vzorky oolitických



Obr. 3: Petrografie oolitických Fe rud, optické (XPL) snímky: A – deformované ooidy obsahují segmenty bohaté kaolinitem; B – schránka aglutinované foraminifery *Thuramminoides* sp. v písčité břidlici mezi vrstvami oolitické železné rudy. Zkratky minerálů stejné jako na obrázku 2.

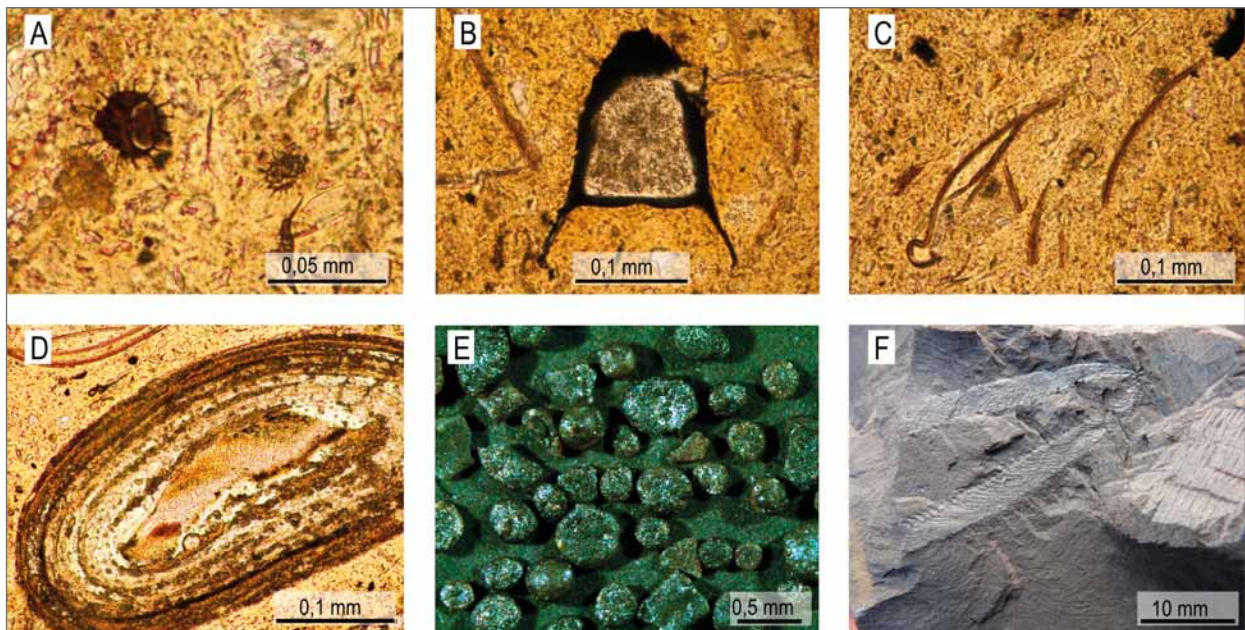
Fig. 3: Petrography of the oolitic Fe ore, optical (XPL): A – deformed ooids contain kaolinite-rich sectors; B – agglutinated foraminifer test *Thuramminoides* sp. in sandy shale interbedded with the oolitic iron ore. Mineral abbreviations same as in Figure 2.

rud odebrané z 16 patra dolu. Jedná se o tmavě červené drobnozrnné horniny s variabilním zastoupením ooidů o velikosti kolem 1 mm (obr. 2A). Mezi vrstvami oolitických rud o mocnosti až několik cm se vyskytují drobné laminy a vrstvy tvořené jemnozrnnou hematitovou až sideritovou rudou (obr. 2B), pelity nebo prachovci.

Siderit (Fe = 1,74–1,86 apfu, tab. 1) je dominantním rudním minerálem. Vyskytuje se v podobě drobných zrn (kolem 0,03–0,1 mm) přímo v ooidech nebo v základní hmotě, která je obklopuje. Jednotlivá zrna v základní hmotě mají často oscilační zonálnost, přičemž vedle Fe kolísá hlavně zastoupení Mg (0,08–0,23 apfu). Centrální

část ooidu je tvořena často drobnými paprskovitými agregáty sideritu nebo je jemně zrnitý siderit součástí jednotlivých vrstev ooidů, někdy společně s hematitem. Některé větší krystaly prorůstají vrstevnaté struktury v ooidech. Chemické složení sideritu v ooidech je charakterizováno nižší variabilitou zastoupení dolomitové komponenty (Mg = 0,19–0,22 apfu).

Hematit je poměrně běžnou součástí ooidů a tvoří základní hmotu zdejších železných rud (Petránek 1975). Ve studovaných vzorcích však byl většinou přítomen jako jemně rozptýlený pigment v některých ooidech a v základní hmotě, který byl dobře patrný v optickém mikroskopu.



Obr. 4: Charakteristické fosílie šáreckého souvrství z ložiska Skalka: A – akritarcha; B – chitinozoa; C – kutikuly fylokaridů *Caryocaris* sp.; D – destička ostnokožce v jádru Fe-ooidu; E – foraminifery *Thuramminoides* sp.; F – graptolit *Didymograptus clavulus*; A–D: oolitická ruda, výbrus, NL; E, F – břidlice.

Obr. 4: Characteristic fossils of the Šárka Fm. from Skalka Ore Deposit: A – Acritarcha; B – Chitinozoa; C – cuticle fragments of *Caryocaris* sp.; D – echinoderm plate as a core of Fe ooid; E – foraminifers *Thuramminoides* sp.; F – graptolite *Didymograptus clavulus*; A–D: oolitic iron ore, thin section, NL; E, F – shale.

Tab. 3: Analýzy apatitu (hm. %) a empirické vzorce přepočtené na základ 13 aniontů ve vzorcové jednotce. Obsahy Cl jsou pod detekčním limitem.

Tab. 3: Apatite analyses (wt.%) and empirical formulas recalculated on the basis of 13 anions per formula unit.

Vzorek	S12015	S12015
číslo	6	7
P ₂ O ₅	40,40	40,86
SiO ₂	1,46	1,74
CaO	52,75	53,73
SrO	0,12	0,16
La ₂ O ₃	0,03	0,04
Ce ₂ O ₃	0,15	0,01
Nd ₂ O ₃	0,00	0,13
Y ₂ O ₃	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	0,41	0,83
FeO	1,08	0,58
MgO	0,06	0,05
F	3,45	3,45
OH	0,11	0,14
total	100,04	101,74
O=F	1,45	1,46
TOTAL	98,59	100,29
P	2,918	2,892
Si	0,124	0,145
Ca	4,821	4,813
Sr	0,006	0,008
La	0,001	0,001
Ce	0,005	0,000
Nd	0,000	0,004
Y	0,001	0,001
Al	0,041	0,081
Fe	0,077	0,041
Mg	0,007	0,006
XFAp	0,93	0,91
XHAp	0,07	0,09

Chlority a jílové minerály jsou poměrně běžnou součástí ooidů, přičemž Petránek (1975) uvádí především illit a chamozit. Chamozit se však ve studovaných vzorcích nepodařilo zjistit a zastoupení illitu je proměnlivé (podle pozorování v elektronovém mikroskopu se pohybuje jeho obsah od 0,5 do několika desítek hmot. %).

V ooidech je běžně obsažen kaolinit (Si = 7,99–8,06 apfu; ^{VI}Al = 7,62–7,67 apfu; tab. 2). Kaolinit se většinou vyskytuje v ooidech v podobě tenkých vrstev, které se střídají s vrstvami sideritu (obr. 2B). V některých ooidech se však koncentruje do sektorů, které jsou protažené souhlasně s protažením deformovaných ooidů (obr. 3A).

Pyrit (případně také markazit) je ve vzorcích poměrně vzácný a byl zjištěn ve formě drobných zrněk v základní hmotě. Rovněž byl pozorován hematizovaná kubický krystal tvořící krystalizační jádro jednoho z ooidů (obr. 2C). Jádra některých ooidů tvoří ojediněle bioklasty, jako např. destička ostnokožce (obr. 4D).

Fosfority tvoří základní hmotu mezi některými ooidy a vzácně také vystupují jako až 4 mm velké intraklasty. Podle optických vlastností a RTG analýzy se jedná se o kolofán (obr. 2D), což je amorfni až krypto-krytalická odrůda apatitu (fluorapatitová komponenta

Tab. 4: Výsledky kvantitativní fázové analýzy krystalického podílu vzorků (hm. %), zaokrouhleno na jedno desetinné místo (sk-b-215 = břidlice, sk-fe-215 = železná ruda).

Tab. 4: The results of the quantitative phase analysis of the crystalline fraction in the samples (wt.%), rounded to one decimal place (sk-b-215 = shale, sk-fe-215 = iron ore).

Vzorek/fáze	sk-b-215	sk-fe-215
Křemen	25,5	4,4
Siderit	11,3	30,0
Kaolinit	2,2	45,7
Illit	60,7	18,9
Anatas	0,3	0,0
Markazit?	0,0	1,0

tvoří 91–93 mol. %, zbytek je amorfni hydroxyapatit, tab. 3). Uvnitř intraklastu je patrná koncentrická stavba s ostrohrannými klastickými zrny křemene. Intraklast je lemován ooidy. V centrální části intraklastu jsou agregáty framboidálního pyritu. Fosforitová základní hmota obsahuje poměrně hojně téměř nedeformované palynomorfy: Acritarcha a Chitinozoa (obr. 4A, B). Na okrajích intraklastu se vyskytuje drť kutikul fylokaridů (obr. 2D, 4C).

Křemen a další klastická příměs jsou běžnou součástí obou vzorků studovaných elektronovou mikroskopem. Křemen je přítomen jako polozaoblené až ostrohranné klasty o velikost od 0,1–0,3 mm (obr. 2C, 3B). Křemen však také vystupuje i jako součást tmelu mezi ooidy (jemně zrnité agregáty). Vzácně se objevují lupínky muskovitu.

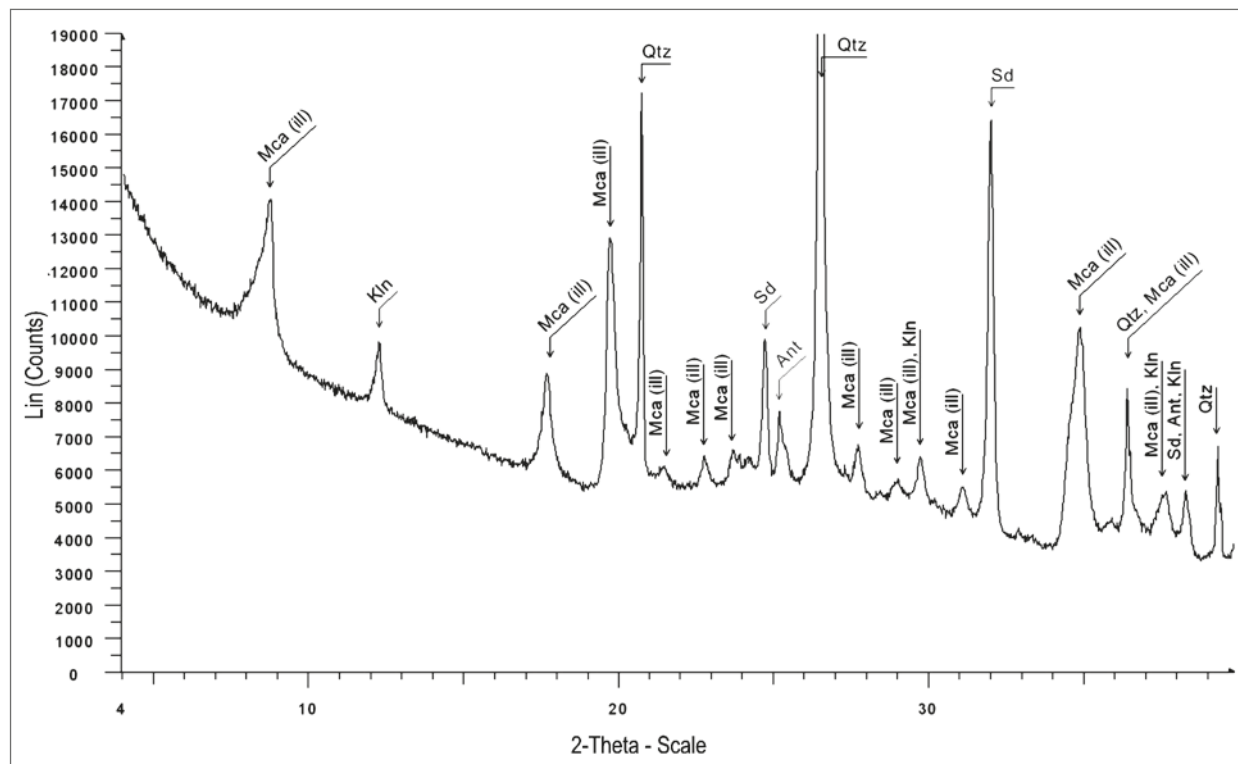
V břidlicích se místy vyskytují schránky aglutinovaných foraminifer (obr. 3B, 4E).

Rentgenová prášková difrakce (RTG)

Výsledky RTG poměrně dobře doplnily mineralogii sedimentů. Pro studium byl použit vzorek typické břidlice (sk-b-215) a oolitické železné rudy (sk-fe-215). Výsledky orientační kvantitativní fázové analýzy krystalického podílu vzorků jsou uvedeny v tabulce 4, difraktogramy na obrázcích 5 a 6. Z důvodu přehlednosti jsou v obrázcích uvedeny pouze úhlové oblasti 4–40° 2 θ . Nelze vyloučit, že kromě illitu se v obou vzorcích vyskytují i jiné minerály ze skupiny slíd, které mohou být vlivem koincidence difrakčních linií v polyfázových vzorcích navzájem obtížně odlišitelné.

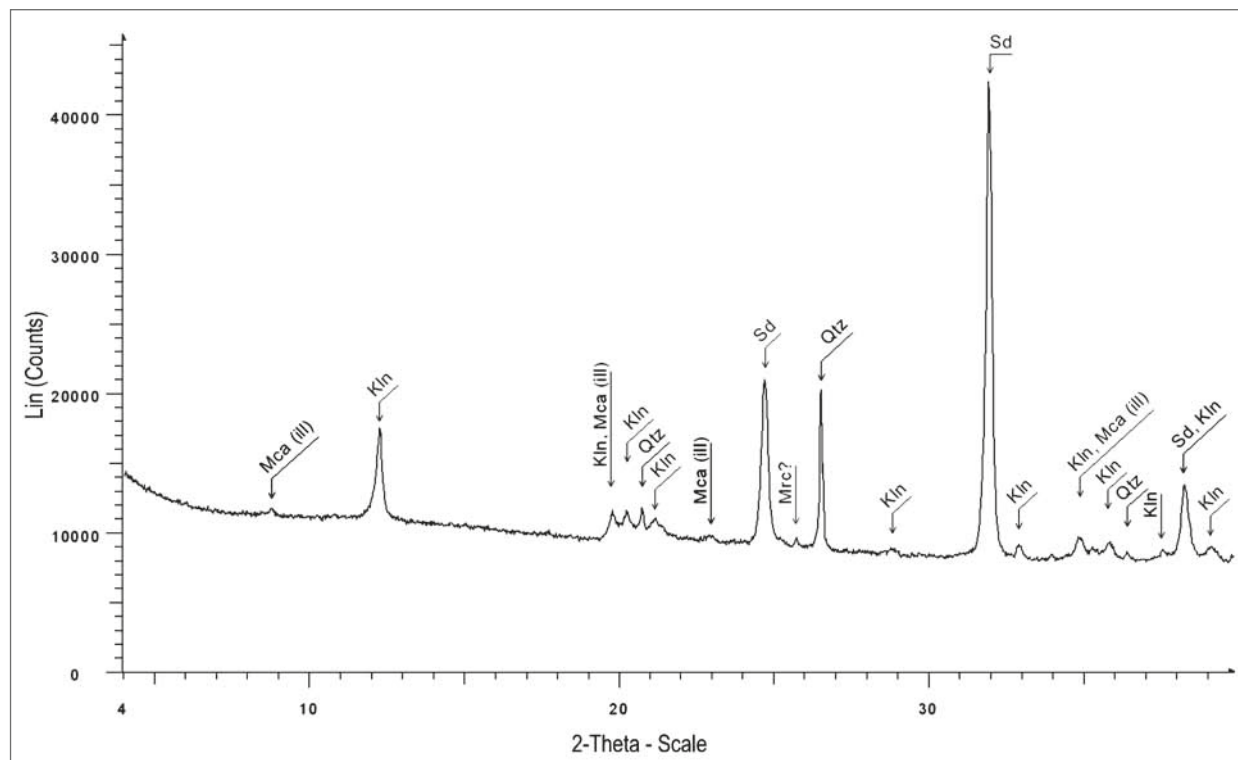
Vzorek břidlice šareckého souvrství můžeme charakterizovat jako tmavě šedou až černou břidlici s proplásky prachovců. Na vrstevních plochách jsou patrné lupínky světlé slídy. Pro RTG analýzu byla zvolena jemnozrná poměrně tmavá část vzorku bez pyritových krystalů. Břidlice obsahuje kolem 61 % ilitu a 26 % křemene; kolem 11 % horniny tvoří siderit a 2 % kaolinit. Ve stopovém množství je přítomen anatas (0,3 %). Difuzní pozadí difraktogramu vzorku sk-b-215 s maximem cca 3,3 Å indikuje relativně vysoký obsah rentgenoamorfni fáze. Amorfni fáze je patrně zastoupena oxo-hydroxydy Fe a organickou hmotou (zjištěno na základě studia výbrusů).

V oolitické rudě mezi krystalickými fázemi dominuje kaolinit (46 %), siderit (30 %) a výrazně je zastoupen také illit. Křemen je přítomen pouze v obsahu kolem 4 %. Difuzní pozadí vzorku sk-fe-215 s maximem kolem 6,6 Å souvisí s přítomností rentgenoamorfni fáze a jedná se



Obr. 5: Difraktogram vzorku břidlice (sk-b-215) s výrazným difuzním pozadím; úhlová oblast 4–40° 2 θ . (zkratky: <https://www.bgs.ac.uk/downloads/start.cfm?id=3197>).

Fig. 5: Shale specimen diffractogram (sk-b-215) with a distinct diffusion background; angular area 4–40° 2 θ (abbreviations: <https://www.bgs.ac.uk/downloads/start.cfm?id=3197>).



Obr. 6: Difraktogram vzorku železné rudy (sk-fe-215) s výrazným difuzním pozadím; úhlová oblast 4–40° 2 θ (zkratky <https://www.bgs.ac.uk/downloads/start.cfm?id=3197>).

Fig. 6: Iron ore specimen diffractogram (sk-fe-215) with a distinct diffusion background; angular area 4–40° 2 θ (abbreviations: <https://www.bgs.ac.uk/downloads/start.cfm?id=3197>).

pravděpodobně o směs fosfátů (kolofán) a oxo-hydroxidů Fe. Přítomnost markazitu ve vzorku sk-fe-215 nelze vzhledem k jeho nízkému obsahu jednoznačně potvrdit.

Diskuze

Podmínky a prostředí vzniku rud na lokalitě Skalka u Mníšku

Železem bohaté ooidy byly popsány v recentních sedimentech v okolí vulkanického oblouku v Indonésii (Sturesson et al. 2000). Zde vznikají ooidy precipitací železa v bezprostřední blízkosti horkých pramenů (Heikoop et al. 1996). Na základě přítomnosti úlomků vulkanických hornin a podle obsahu stopových prvků však někteří autoři (např. Sturesson 1995, 2003) interpretují většinu oolitických rud jako produkt sedimentace železa, které se uvolnilo v důsledku rozpadu vulkanického popela (zejména vulkanického skla) během zvětrávání.

V Barrandienu je sepětí mezi ordovickými železnými rudami a vulkanizmem dobře patrné na řadě lokalit, avšak ne vždy je vztah mezi vulkanizmem a sedimentací železných rud jednoznačně prokázán (Petránek 1975; Skoček 1963). Podle Petrána (1975) je nutné v případě mníšeckého ložiska hledat zdroj železa na přilehlé pevnině. Většinou se předpokládá, že bylo uvolněno v důsledku zvětrávání (např. Havlíček 1981). Při našem studiu se ve zkoumaném rudním obzoru nepodařilo nalézt úlomky vulkanických hornin. Polozaoblená klastická zrna křemene naznačují, že zdrojové horniny (patrně hlavně vulkanického původu) prošly intenzivním zvětráváním a díky tomu se uvolnilo železo, které pak bylo transportováno vodními toky do příbřežních (subtidálních) oblastí pražské pánve.

Minerální složení ooidů je výrazně závislé na jejich vývoji během sedimentace a diagenese. V oxidačním prostředí vznikají ooidy s převahou limonitu a v anoxickém prostředí dominují chloritové ooidy (Sturesson et al. 2000). Vznik ooidů může také souviset s vývojem mikrobiálních povlaků (Dahanayake, Krumbein 1985). Na lokalitě Skalka u Mníšku byly nalezeny oolitické železné rudy obsahující oxidy a karbonáty Fe. Původně však byla větší část ooidů tvořena chloritem (viz níže). Ooidy obsahují četné bioklasty a křemenná zrna. To je v těchto rudách poměrně běžný jev a souvisí se vznikem ooidů v příbřežních (subtidálních) oblastech (Einsele 1992). Vliv mikrobiálních povlaků na tvorbu ooidů naznačuje přítomnost fosforitových intraklastů (Hiatt et al. 2015).

Podle Kukala (1962) byl sedimentační prostor rudního ložiska Skalka u Mníšku uzavřenou zátokou, která byla od otevřeného moře (dále na SZ) částečně izolována hřbetem budovaným kambrickými horninami. Existenci ploché elevace předpokládá rovněž Chlupáč et al. (1992). Vtělenský (1959) soudil, že mníšecké ložisko není výslovně mělkinným ložiskem, nicméně také předpokládal sedimentaci v zálivu. Železem bohaté usazeniny zde byly při ústupu moře dočasně obnaženy nebo se alespoň částečně dostaly do oxidačních podmínek příbřežní zóny a přitom byly druhotně oxidovány. Podle Vtělenského (1959) hojná písčité příměs a vločky pískovců v šáreckých

břidlicích indikují mělkovodní sedimentační podmínky v nevelké vzdálenosti od pobřeží.

Jestliže vyjdeme z geologického řezu sestaveného Svobodou a Prantlem (1946), můžeme vysledovat pozici elevace oddělující hypotetický záliv od centrální části pražské pánve (obr. 1b). Na jihojihovýchodním okraji synklinální struktury hřbetu Skalky začíná ordovický vrstevní sled tenkou polohou řazenou některými autory ke komárovskému komplexu, resp. klabavskému souvrství. Výše leží šárecké břidlice s *Didymograptus clavulus* Perner a na nich hlavní ložisková poloha oolitických rud, nad kterou následuje již dobrotivské souvrství (břidlice, skalecké křemence).

Směrem k SSZ na vzdálenosti pouhých 200 m vyklíní tenká poloha klabavského souvrství a poté i břidlice šáreckého souvrství, takže oolitické rudy nasedají přímo na kambrický podklad a tvoří celou mocnost šáreckého souvrství. Podle řezu Litochleba (2012) rudní poloha a potažmo šárecké souvrství zcela vyklíní dále k SSZ.

Tato situace nabízí představu, že elevace se nacházela v místě dnešní synklinální struktury Skalky a mělčina na jejím vrcholu produkovala železité ooidy. Pokračování ložiskové polohy k JJV mohlo být vytvořeno redepozicí ooidů vlivem vlnění a gravitačních proudů.

Mezi Mníškem pod Brdy a Řevnicemi, přes 2 km ssz. od dolu Skalka, byly ve vrtech zastiženy břidlice šáreckého souvrství s makrofaunou (*D. clavulus*, trilobiti, fylokaridi, brachiopodi) a oolitickými smouhami, které jsou pravděpodobně laterálním ekvivalentem ložiskové polohy na Skalce (Svoboda, Prantl 1946). Tato facie dokládá redepozici ooidů z elevace směrem do centra pražské pánve.

V tmavošedé břidlici v podloží ložiskové rudní polohy na 16. patře dolu Skalka byl nově ověřen četný výskyt graptolitů *Didymograptus clavulus* (obr. 4F). Makrobenetos (trilobiti, brachiopodi, měkkýši) nebyl zjištěn vůbec. Ukazuje to na příznivé životní podmínky v eufotické zóně a dobrou komunikaci s otevřeným mořem a zároveň hypoxii ve vodách u dna.

Břidlice šáreckého souvrství jsou díky své tmavé barvě považovány za produkt sedimentace v nedostatečně prokysličeném až anoxickém prostředí (Kukal 1963). Na druhé straně byly z břidlic získány poměrně četné aglutinované foraminifery, které lze předběžně řadit k rodu *Thuramminoides*. Tato fauna je v tmavých břidlicích šáreckého souvrství mezi Prahou a Plzní běžná (např. Holcová 1999; Bubík 2001). Početné populace eukaryot (foraminifer) za absence makrofauny ukazují, že na povrchu dna panovala spíše dysoxie než anoxie. Anoxie se však mohla nacházet bezprostředně pod rozhraním voda/sediment. Procesy kompakce a rané diagenese už tudíž mohly probíhat v plně anoxických podmínkách. Výskyt destičky ostnokožce tvořící jádro Fe-ooidu (viz obr. 4D) naopak indikuje oxické prostředí vzniku ooidů, byť jen lokálně nebo epizodicky.

Paleobatymetrické úvahy se mohou opírat především o zbytky autochtonního bentosu, což jsou v případě lokality Skalka aglutinované foraminifery. V ordoviku Barrandienu jsou foraminifery rozšířeny spíše

v hlubokovodních pelitických faciích a chybí v okrajových (mělčích) a vulkanosedimentárních faciích. Například v podložním klabavském souvrství se foraminifery vyskytují v zelenavých eulomových břidlicích, ale chybí v okrajové facii červených olešenských břidlic a ve faciích s vložkami tufitů. Rovněž hojný výskyt planktonických graptolitů ukazuje na otevřené moře. Okrajové facie jsou charakteristické výskytem dendroidů na úkor planktonických graptolitů. Ačkoli prostor sedimentace šáreckého souvrství v oblasti Mníšku pod Brdy byl oddělen od pražské pánve plochou elevací, fosilní záznam ukazuje spíše na další oblast otevřeného moře na JJV než na izolovaný záliv nebo lagunu.

Odhadnout hloubku prostředí ordovického moře v metrech je nesnadný úkol a aktualistický přístup není použitelný. V případě břidlic v těsném podloží oolitických rud lze hypoteticky uvažovat o hloubkách hlubšího sublitorálu až bathyálu (zhruba mezi 100 až 1 000 m).

Na kontaktu mezi oolitickými rudami a břidlicemi šáreckého souvrství pozorujeme bezprostřední zastupování mezi oxidovanými železnými rudami a tmavými anoxickými břidlicemi. Tento typ sedimentu vznikl v důsledku podmořských skluzů. Fosfátový intraklast v železných rudách vznikl patrně také v redukčních podmínkách, jak o tom svědčí nálezy po zbytcích pyritových framboidů (Hiatt et al. 2015). V intraklastu byly ve výbrusu pozorovány hojné akantomorfní typy akritarch, chitinozoa a drť kutikul fylokaridů, což jsou charakteristické skupiny mořského planktonu a nektonu v ordoviku.

Diagenetické pochody

Ve většině studovaných vzorků dominují zploštělé ooidy, což však také může souviset s jejich vznikem. Ooidy v okolí horkých pramenu totiž získávají eliptický tvar již při precipitaci z mořské vody (Stuesson et al. 2000). Naše pozorování však potvrdila, že tvar ooidů je ovlivněn hlavně působením směrného tlaku během diagenese. Do ooidů jsou často z vnějšku vtlačena klastická zrna a jednotlivé ooidy se vzájemně deformují. Podle Skočka (1963) jsou ooidy uložené v jílovitých sedimentech postižené deformacemi mnohem více než ostatní.

V oolitických železných rudách patří siderit k nejmladším minerálům. Skoček (1963) předpokládá, že siderit nebyl primární součástí ooidů, protože sideritové krystaly nerespektují jejich koncentrickou nebo radiálně paprscitou strukturu. Podle Vtělenského (1959) je krystalizace sideritu druhotným procesem, při němž dochází k růstu větších krystalů, které porušují hladké vrstvy ooidů a některé ooidy až téměř zanikají. Tento jev indikuje velký vliv CO_2 na diagenetické procesy v oolitických železných rudách.

Ve výbrusu napříč zploštělými ooidy pozorujeme, že dolní a horní část ooidu jsou tvořeny karbonátem, zatímco zóna kolem osní roviny uvnitř ooidu je tvořena kaolinitem (obr. 3A), který podle Petránka (1975) vzniká přeměnou z chloritů. Kaolinit tedy patrně vznikl v době, kdy zde působil orientovaný tlak. Kaolinit vznikl v důsledku rozpadu chloritu: $\text{Fe}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ (Fe chlorit) + $5\text{CO}_2 = \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ (kaolinit) + 5FeCO_3 (siderit) + $2\text{H}_2\text{O}$ (May 1994). Při nízkém XCO_2 [molární zlomek $\text{CO}_2/(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$] je tato minerální asociace stabilní jen při velmi nízkých teplotách pod 50°C avšak při vysokém XCO_2 je stabilní i při teplotách kolem 100°C (May 1994). Teploty těchto přeměn však byly spíše nízké, protože nedošlo k rekrystalizaci kolofánu na apatit.

Závěry

Studované oolitické rudy z lokality Skalka u Mníšku se skládají hlavně ze sideritu a kaolinitu. Tato minerální asociace vznikla rozpadem chloritu a Fe oxo-hydroxidů v důsledku diagenetických pochodů. Vysoká převaha amorfního fosfátu nad krystalovaným apatitem dokládá, že teploty těchto přeměn byly nízké (pod 100°C).

Zatímco Fe-ooidy jsou typickým produktem sedimentace na mělčinách, fosilní záznam břidlic šáreckého souvrství ukazuje na sedimentaci v podmínkách hlubšího sublitorálu až bathyálu (zhruba mezi 100 až 1 000 m). Ložisko oolitických rud Skalka proto nejspíše vzniklo redepozicí ooidů vlivem gravitačních proudů na podmořském svahu. Sedimentace hlavní rudní polohy probíhala v hypoxických podmínkách s anoxií pod rozhraním voda/sediment.

Faciální poměry a doložený fosilní záznam potvrzují existenci ploché elevace oddělující pražskou pánev od deprese, ve které sedimentovaly oolitické železné rudy ložiska Skalka. Tato deprese však byla součástí rozsáhlejší oblasti otevřeného moře, spíše než částečně izolovaným zálivem.

Poděkování

Předložená práce vznikla za finanční podpory interního projektu České geologické služby číslo 321180 („Základní geologické mapování“). Autoři děkují Janu Hoškovi za pomoc při přípravě článku a členům občanského sdružení Montánní společnost za pomoc s odběrem vzorků. Práškové rtg-difrakční analýzy byly provedeny za podpory výzkumné infrastruktury CEITEC Nano (ID LM2015041, MŠMT, 2016–2019), CEITEC Vysoké učení technické v Brně. Dík patří rovněž editorovi M. Slobodníkovi a recenzentům J. Cempírkovi a F. Vackovi.

Literatura

- Bouček, B. (1947). O vývoji a paleogeografických poměrech českého staršího ordoviku. – Sborník Státního geologického ústavu, sv. XIV, Praha.
- Bubík, M. (2001). Praha Vokovice – „Na Salátce“. – In: Bubík, M. (ed.): Fossil record of agglutinated rhizopods (foraminifers, testaceans) on the territory of Czech Republic. Field trip guide of the 6th IWAF, Prague, September 1–7, 2001. – Czech Geological Survey, 20–22. Prague.
- Dahanayake, K., Krumbein W. E. (1985). Ultrastructure of a microbial mat-generated phosphorite. – *Mineralium Deposita*, 20, 260–265. <https://doi.org/10.1007/BF00204283>
- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U., Storey, C. (2011). Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá–Barrandian unit (Bohemian Massif). Evidence from U–Pb detrital zircon ages. – *Gondwana Research*, 19, 213–231. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.05.003>
- Einsele, G. (1992). Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. – Berlin; New York: Springer-Verlag. 628 p.
- Havlíček, V. (1981). Climatic changes and development of benthic communities through the Mediterranean Ordovician. – Sborník geologických věd, *Geologie* 44, 79–116. Ústřední ústav geologický.
- Havlíček, V. (1986). Geologická mapa 1 : 50 000, list 12-41 Beroun. – Ústřední ústav geologický.
- Hiatt, E. E., Pufahl, P. K., Edwards, C. T. (2015). Sedimentary phosphate and associated fossil bacteria in a Paleoproterozoic tidal flat in the 1.85 Ga Michigamme Formation, Michigan, USA. – *Sedimentary Geology*, 319:24–39. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.01.006>
- Holcová, K. (1999). Foraminifers from the Barrandian: A revision of micropaleontological collection of the Department of Paleontology, Charles University Prague. – *Časopis Národního muzea*, 168, 1–4, 37–51.
- Hošek, J. (2017). Petrografie oolitických železných rud z ložiska Skalka u Mníšku pod Brdy (Barrandien). – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Chlupáč, I. (1992). Paleozoikum Barrandienu. – Vydavatelství Českého geologického ústavu, Praha. 292 s.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, T., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002). Geologická minulost České republiky. – Academia, Praha. 436 s.
- Kukal, Z. (1962). Petrografický výzkum vrstev šáreckých barrandienského ordoviku. – Sborník Ústředního ústavu geologického, oddíl geologický, 27 (1960), Praha.
- Kukal, Z. (1963). Výsledky sedimentologického výzkumu barrandienského ordoviku. – Sborník geologických věd, řady *Geologie*, 1, 103–138.
- Litochleb, J. (2012). Ložiska a výskyty nerostných surovin na území Brdských hřebenů a v jejich okolí (střední Čechy). – *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze* 20, 2, 129–175.
- Mašek, J. (1999). Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 12-43 Dobříš. – Český geologický ústav. Praha.
- Petránek, J. (1965). Železné rudy českého ordoviku a tzv. rudní obzory. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 10, 4, Praha.
- Petránek, J. (1975). Ložiska sedimentárních železných rud v Mníšku a Komárově. – *Studie Československé Akademie Věd*, 6, 7–99, Praha.
- Pouchou, J. L., Pichoir, F. (1985). “PAP” (φ – ρ –Z) procedure for improved quantitative microanalysis. – In: Armstrong, J. T. (ed.). *Microbeam Analysis*. San Francisco Press, San Francisco, 104–106.
- Skoček, V. (1963). Petrografické složení a geneze železných rud v oblasti Březiny. – *Rozpravy Československé akademie věd* 73, 4, 3–84, Praha.
- Sturesson, U. (1995). Llanvirnian (Ord.) iron ooids in Baltoscandia: element mobility, REE distribution patterns, and origin of the REE. – *Chemical Geology*, 125, 45–60. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00091-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00091-9)
- Sturesson, U. (2003). Lower Palaeozoic iron oolites and volcanism from a Baltoscandian perspective. – *Sedimentary Geology*, 159, 241–256. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00330-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00330-5)
- Svoboda, J., Prantl, F. (1946). Geologický profil rudního ložiskem na Skalce u Mníšku. – *Věstník Státního geologického ústavu Republiky Československé*, 21, 3–6, 313–334.
- von Raumer, J. F., Stampfli, G. M. (2008). The birth of the Rheic Ocean – Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. – *Tectonophysics*, 461, 9–20. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.012>
- Vtělenský, J. (1959). Mineralogie oolitických železných rud z některých ložisek Barrandienu. – *Geotechnica*, sv. 26, Nakladatelství ČSAV Praha.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019). Hornické památky České republiky. – Academia, Praha. 659 s.

Geochemie a radioaktivita paleozoických hornin na listech 15-31 Bruntál a 15-33 Moravský Beroun a jejich souvislost se složením variské hydrotermální mineralizace

Geochemistry and radioactivity of Palaeozoic rocks on the sheets 15-31 Bruntál and 15-33 Moravský Beroun and their relation to a composition of the Variscan hydrothermal mineralization

Jiří Zimák¹✉, Marek Slobodník², Přemysl Pořádek^{2,3}

¹ Katedra geologie PŘF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

² Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 61137 Brno

³ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words:

Vrbno Group, Moravosilesian Palaeozoic, flysch sediments, gamma-spectrometry, uranium, thorium, dose rate, hydrothermal mineralization

✉ zimak@prfnw.upol.cz

Editor:

David Buriánek

Abstract

This paper deals with the natural radioactivity of Palaeozoic rocks on the map sheets 15-31 Bruntál and 15-33 Moravský Beroun in the NE part of the Bohemian Massif. Studied rocks belong to the Vrbno Group (greenschists and phyllites) and mainly to the Moravosilesian Palaeozoic, particularly to the Andělská Hora, Horní Benešov and Moravice Fms. Potassium, uranium and thorium contents were measured in 1 596 rock samples using a laboratory gamma-ray spectrometer, values of mass activity of ²²⁶Ra equivalent (a_m) were calculated. The average a_m of analysed rock samples is 138 Bq.kg⁻¹. This value is very close to the a_m value calculated for the average continental crust. Natural radioactivity of flysch sedimentary rocks of the Andělská Hora, Horní Benešov and Moravice Fms. (1 350 analysed samples, avg. a_m = 150 Bq.kg⁻¹) grows from psefites (conglomerates) to psammities (dominating greywackes) up to the group of aleurites and pelites (siltstones, silty shales, clay shales). The highest uranium and thorium contents, along with other metals (Cs, Ga, Rb, Sn, Zr, La, Ce, Pb, Zn, As) were found in flysch rocks of the Horní Benešov Fm. in the area near Valšov: greywacke shows content up to 13 ppm U and 25 ppm Th (a_m = 364 Bq.kg⁻¹) and siltstone up to 21 ppm U and 43 ppm Th (a_m = 624 Bq.kg⁻¹). Low-grade metamorphic mobilization of elements is documented by hydrothermal minerals in syntectonic quartz veins which are e.g. fluorite, sulphides, REE-bearing phases, U-bearing phases.

Úvod

Jednou z významných fyzikálních vlastností přírodního horninového prostředí je přirozená radioaktivita, která při překročení určité úrovně může představovat zdravotní riziko. Studie se zabývá radioaktivitou paleozoických hornin na mapových listech 15-31 Bruntál a 15-33 Moravský Beroun. Vychází z obsahů tří radioaktivních prvků (K, U a Th) stanovených laboratorní gamaspektrometrií v reprezentativních souborech horninových vzorků. Detailnější studium geochemie hornin bylo provedeno v okolí Valšova, kde byla studována i hydrotermální mineralizace.

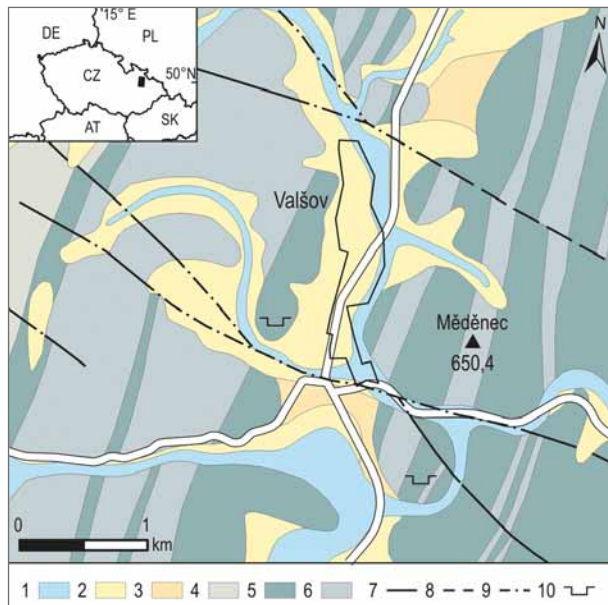
Geologické jednotky a jejich horniny

Paleozoické horniny na obou mapových listech (15-31 Bruntál, 15-33 Moravský Beroun) náleží ke dvěma hlavním geologickým jednotkám – sileziku a moravskoslezskému paleozoiku (MSP). Silezikum vystupuje na velmi malé ploše v sz. cípu mapového listu 15-31 Bruntál, kde je reprezentováno vrbenskou skupinou, zde tvořenou hlavně zelenými břidlicemi (s tělesy Fe-rud) a fylity. Součástí MSP je stínavsko-chabičovské souvrství (paleobazalty a jejich tufy, keratofyrové

Doporučená citace článku:

Zimák, J., Slobodník, M., Pořádek, P. (2019). Geochemie a radioaktivita paleozoických hornin na listech 15-31 Bruntál a 15-33 Moravský Beroun a jejich souvislost se složením variské hydrotermální mineralizace. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 90–97.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-90>



Obr. 1: Geologická mapa okolí Valšova s vyznačeným opuštěným a činným lomem a s pozicí mapových listů na schématu střední Evropy. Vysvětlivky: kvartér: 1 – nivní sediment; 2 – kamenitý až hlinito-kamenitý sediment; neogén–kvartér: 3 – eluvium; spodní karbon: andělskohorské souvrství: 4 – jílovité břidlice, prachovce a droby; hornobenešovské souvrství: 5 – droby; 6 – jílovité břidlice, prachovce, droby; tektonika: 7 – zlom zjištěný; 8 – zlom předpokládáný; 9 – zlom zakrytý; 10 – lom. Upraveno podle Geologické mapy 1 : 50 000, Česká geologická služba, dostupné z: <https://geology.cz/>.

Fig. 1: The Geological map of the Valšov area with an indication of abandoned and active quarry and of map sheets in the scheme of the Central Europe. Explanation: Quaternary: 1 – fluvial plain; 2 – stony, up to loamy-rocky sediment; Neogene–Quaternary: 3 – eluvium; Lower Carboniferous: Andělská Hora Fm.: 4 – shale, siltstone, greywacke; Horní Benešov Fm.: 5 – greywacke; 6 – shale, siltstone, greywacke; tectonics: 7 – certain fault; 8 – indicated fault; 9 – hidden/covered fault; 10 – quarry.

horniny, železnorudné akumulace lahn-dillského typu), líšeňské souvrství (jen na listu 15-31 Bruntál, vápence až vápnité břidlice), ponikevské souvrství (silicity), moravskoberounské souvrství (křemenné pískovce a slepence) a typická variská flyšová souvrství (kulm), na obou listech zastoupená andělskohorským (AS), hornobenešovským (HS) a moravickým souvrstvím (MS) viz Dvořák (1995), Dvořák et al. (1991). V AS v hodnoceném území převažují droby a pískovce nad jílovými a siltovými břidlicemi a siltovci (často jde o rytmy) a ojedinělými slepenci. HS je tvořeno droby (převážně jemnozrnnými, místy přecházejícími do křemenných pískovců), jílovými a siltovými břidlicemi a také siltovci (časté jsou rytmy). Střídání typů flyšových hornin a charakter stavby AS a HS v širším okolí Valšova jsou znázorněny na obrázku 1. V MS dominují droby (hlavně litické) a rytmy, v nichž se střídají siltové nebo jílové břidlice se siltovci a jemnozrnnými droby; podřízené jsou v MS přítomny konglomeráty (převážně gravelity) s drobovou matrix.

Materiál a metody

Na 758 lokalitách na území obou mapových listů bylo odebráno a následně analyzováno 1 596 vzorků paleozoických hornin. Determinace hornin byla prováděna jen makroskopicky, a proto nejsou ve skupině psamitů rozlišovány jednotlivé horninové typy (křemenné pískovce, droby apod.). Z téhož důvodu jsou všechna kulmská siliciklastika s aleuritickou nebo pelitickou strukturou zařazena do skupiny aleurity + pelity. V případě siliciklastických sedimentů na rozhraní aleurit/psamit mohlo makroskopické hodnocení vést k chybnému zařazení horninového vzorku podle zrnitosti (droby/siltovce). V případě produktů devonského vulkanismu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu nejsou rozlišována efuziva a extruziva (efuziva patrně silně převažují). Všechna bazika (nebo horniny bazika připomínající) jsou označovány jako „paleobazalty“, produkty kyselého nebo intermediárního vulkanismu jako „keratofyrové horniny“.

Metodou laboratorní gamaspektrometrie byl v horninových vzorcích stanoven obsah K, U a Th. Analýzy byly provedeny na PŘF UP v Olomouci pomocí spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm³ (průměr 76 mm, délka 76 mm), délka analýzy 1 800 s, hmotnost vzorku cca 400 g. Obsah draslíku byl stanoven přímo z koncentrace ⁴⁰K. V případě uranu a thoria jde o nepřímé stanovení na základě koncentrací dceřiných produktů, a proto jsou takto zjištěné obsahy při uvádění výsledků analýz označovány jako eU a eTh. Meze detekce: K = 0,5 hm. %, U a Th = 1,5 ppm. Při výpočtu hodnot parametrů a_m (hmotnostní aktivita ekvivalentu ²²⁶Ra) a D (dávkový příkon záření gama terestrického původu) a při statistickém zpracování dat byly obsahy K pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 0,33 hm. %, obdobně v případě U a Th hodnotou 1 ppm. Oba parametry byly vypočteny z výsledků gamaspektrometrického stanovení K, U a Th s použitím rovnice pro a_m [Bq.kg⁻¹] = (0,077 × 313K) + 12,35U + (1,43 × 4,06Th), D [nGy.h⁻¹] = (0,043 × 313K) + (0,427 × 12,35U) + (0,662 × 4,06Th), do nichž je obsah K dosazován v hm. %, obsahy U a Th v ppm (Beretka, Mathew 1985; UNSCEAR 1988; Matolín, Chlupáčová 1997; Ngachin et al. 2007; Eštoková, Palaščíková 2013).

V případě 13 vzorků siltovců a drob z lokality Valšov s anomálně vysokými obsahy U a Th byl sledován jejich celkový chemismus pomocí XRF analyzátoru DELTA-PREMIUM v laboratořích firmy URGA, s.r.o. se sídlem v Olomouci (metodika in Zimák et al. 2016). Použity jsou jen stanovení Al₂O₃ a SiO₂.

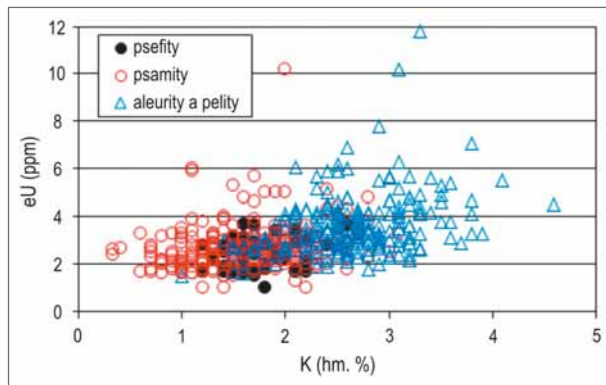
Na několika lokalitách byly odebrány průměrné vzorky jako více menších úlomků, z různých částí výchozů (lomů), s poměrným zastoupením typů hornin na lokalitě. Pro stanovení obsahu vzácných zemin, kovů a celkového uhlíku (TOT/C) byly homogenizované vzorky o hmotnosti 0,2 a 0,5 g rozkládány metaboritanem/tetraborátem lithným, kyselinou dusičnou a Aqua Regia a aplikovány standardní analytické procesy založené na hmotnostní spektrometrii ICP v laboratořích Acme-Labs (Bureau Veritas), Vancouver, Kanada.

Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v paleozoických horninách na listu 15-31 Bruntál, vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity ekvivalentu ²²⁶Ra (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.Tab. 1: Contents of the natural radioactive element (K, U, Th) in Palaeozoic rocks in the map sheet 15-31 Bruntál, calculated mass activity of ²²⁶Ra equivalent (a_m); n = number of samples, x = arithmetic mean.

geol. jednotka/hornina	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a _m (Bq.kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>vrbenská skupina</i>																	
fylity	6	1,5	4,0	2,8	2,7	< 1,5	1,5	< 1,5	< 1,5	1,8	12,5	6,7	6,6	59	181	111	127
metabazika	21	< 0,5	3,9	< 0,5	0,8	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	2,9	< 1,5	< 1,5	26	119	32	41
železné rudy	3	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	26	26	26	26
<i>stínávsko-chabičovské souvrství ve šternbersko-hornobenešovském pruhu</i>																	
paleobazalty	37	< 0,5	3,3	1,6	1,6	< 1,5	4,0	< 1,5	< 1,5	< 1,5	16,3	< 1,5	2,6	26	204	62	69
keratofyrové horniny	2	4,2	4,6	4,4	4,4	2,8	6,9	4,9	4,9	19,7	22,5	21,1	21,1	250	327	288	288
<i>líšeňské souvrství</i>																	
karbonátové horniny	9	< 0,5	1,7	0,8	0,9	< 1,5	2,5	1,5	1,5	2,2	10,9	4,1	5,2	36	131	58	72
<i>poníkevské souvrství</i>																	
silicity	23	< 0,5	2,7	< 0,5	0,8	< 1,5	3,0	< 1,5	< 1,5	< 1,5	8,0	< 1,5	2,8	26	133	34	52
<i>moravskoberounské souvrství</i>																	
křemenné slepence	5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	26	26	26	26
křemenné pískovce	21	< 0,5	1,1	< 0,5	< 0,5	< 1,5	1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	4,5	< 1,5	< 1,5	26	50	26	32
<i>andělskohorské souvrství</i>																	
psefity	10	0,6	1,9	1,5	1,3	< 1,5	2,5	< 1,5	< 1,5	5,6	11,7	8,1	8,3	59	141	97	97
psamity	69	0,6	2,8	1,3	1,4	< 1,5	3,5	1,8	1,8	3,3	16,6	8,4	8,8	59	171	101	107
aleurity a pelity	64	1,0	3,8	2,4	2,4	1,6	4,7	2,4	2,5	6,6	22,7	9,9	10,4	93	263	145	149
<i>hornobenešovské souvrství</i>																	
psefity	12	1,1	2,5	2,0	2,0	1,5	4,2	2,5	2,5	7,9	18,1	12,0	12,2	91	192	151	148
psamity	197	0,8	4,5	1,8	1,9	< 1,5	13,1	2,4	2,7	5,9	25,2	10,6	11,3	93	364	134	144
aleurity a pelity	56	1,5	4,6	2,7	2,8	1,7	26,2	2,9	5,4	7,7	43,3	13,0	16,2	121	624	174	228
<i>moravické souvrství</i>																	
psefity	27	1,2	2,0	1,6	1,6	< 1,5	3,7	1,6	1,6	3,6	11,5	7,2	7,3	67	140	100	100
psamity	51	0,6	2,8	1,6	1,6	< 1,5	5,3	2,1	2,2	5,8	24,4	10,1	10,4	73	236	121	126
aleurity a pelity	66	1,1	3,5	2,3	2,4	1,5	6,6	3,3	3,6	8,7	27,1	11,4	11,9	117	285	168	170

Tab. 2: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v paleozoických horninách na listu 15-33 Moravský Beroun, vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity ekvivalentu ²²⁶Ra (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.Tab. 2: Contents of the natural radioactive element (K, U, Th) in Palaeozoic rocks in the map sheet 15-33 Moravský Beroun, calculated mass activity of ²²⁶Ra equivalent (a_m); n = number of samples, x = arithmetic mean.

geol. jednotka/hornina	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a _m (Bq.kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>stínávsko-chabičovské souvrství</i>																	
paleobazalty	54	< 0,5	8,2	3,8	3,9	< 1,5	7,3	< 1,5	1,6	< 1,5	3,9	2,5	2,5	20	231	126	127
železné rudy	7	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	2,7	< 1,5	< 1,5	< 1,5	4,0	< 1,5	1,9	26	62	26	37
<i>poníkevské souvrství</i>																	
silicity	30	< 0,5	2,7	1,3	1,3	< 1,5	3,3	< 1,5	< 1,5	< 1,5	11,0	4,7	5,0	26	141	75	76
<i>moravskoberounské souvrství</i>																	
křemenné slepence	9	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 0,5	1,9	< 0,5	< 0,5	26	31	26	27
křemenné pískovce	19	< 0,5	0,8	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 0,5	2,6	< 0,5	< 0,5	26	46	26	29
<i>andělskohorské souvrství</i>																	
psamity	44	0,8	3,1	1,8	1,8	< 1,5	4,7	2,3	2,3	7,2	15,6	9,7	9,9	82	216	129	130
aleurity a pelity	12	1,2	2,9	2,4	2,2	1,6	3,7	2,5	2,5	8,5	12,8	9,6	10,0	112	168	144	142
<i>hornobenešovské souvrství</i>																	
psefity	3	< 0,5	0,9	< 0,5	< 0,5	< 1,5	1,8	< 1,5	< 1,5	< 1,5	4,9	1,7	2,5	26	72	30	43
psamity	154	0,7	3,2	1,9	1,9	< 1,5	8,3	2,5	2,7	6,7	20,3	10,4	10,7	84	259	138	141
aleurity a pelity	33	1,1	4,1	2,6	2,7	1,7	7,7	2,8	3,1	7,3	21,8	11,4	12,5	113	282	161	176
<i>moravické souvrství</i>																	
psefity	53	1,2	2,6	1,7	1,7	< 1,5	3,7	2,5	2,5	6,5	15,9	8,7	9,0	95	185	122	124
psamity	259	< 0,5	3,1	1,6	1,6	< 1,5	10,2	2,6	2,7	5,7	24,9	10,1	10,7	71	255	131	135
aleurity a pelity	229	1,0	4,6	2,6	2,6	1,5	11,8	3,3	3,6	6,6	31,4	12,0	12,4	81	330	175	179



Obr. 2: Obsahy draslíku a uranu v siliciklastických sedimentech moravického souvrství na mapovém listu 15-33 Moravský Beroun.

Fig. 2: Contents of potassium and uranium in siliciclastics of the Moravice Formation on the map sheet 15-33 Moravský Beroun.

Výsledky

Gamaspektrometrie hornin

Výsledky gamaspektrometrických stanovení obsahů K, U a Th v 1 585 horninových vzorcích jsou prezentovány v tabulkách 1 a 2. V případě psamitů a aleuritů + pelitů HS na listu 15-31 Bruntál byly při zpracování dat pro tabulku 1 vyloučeny výsledky 11 gamaspektrometrických analýz ze zóny s anomálně vysokou přirozenou radioaktivitou v lomu Valšov (viz níže).

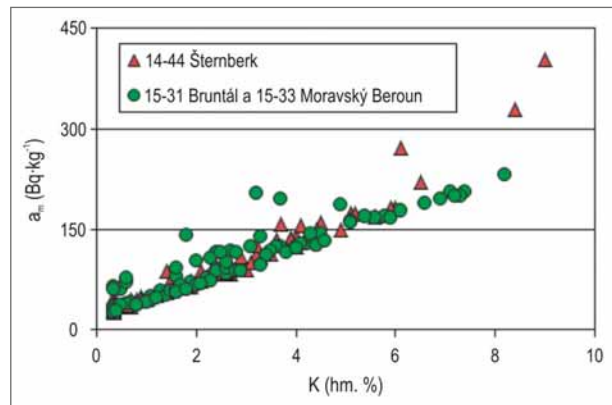
Vypočtená průměrná a_m pro celý soubor 1 596 vzorků paleozoických hornin na mapových listech 15-31 Bruntál a 15-33 Moravský Beroun je 138 Bq.kg^{-1} ($D = 67 \text{ nGy.h}^{-1}$). Pro siliciklastika AS, HS a MS (celkem 1 350 horninových vzorků) byla vypočtena průměrná a_m 150 Bq.kg^{-1} ($D = 73 \text{ nGy.h}^{-1}$).

Nejvyšší průměrné hodnoty a_m jsou ve všech třech flyšových souvrstvích ve skupině aleuritů a pelitů což souvisí s vyššími průměrnými obsahy K, U a Th v těchto horninách ve srovnání se siliciklastikou s psamitickou nebo psefittickou strukturou (tab. 1, 2). V případě K a U jsou tyto parametry nejvyšší v sedimentech MS na mapovém listu 15-33 Moravský Beroun (obr. 2). Horniny AS mají o něco nižší obsahy K, U a Th ve srovnání s horninami HS a MS (tab. 1, 2).

Ve studovaných spodnokarbonských sedimentech roste podíl tří sledovaných prvků na přirozené radioaktivitě v pořadí U–K–Th. Vyjdeme-li z vypočtených průměrných obsahů těchto tří prvků, pak je podíl U (a dceřiných izotopů) na hodnotě a_m ve všech třech zrnitostních kategoriích hornin shodně jen 25 %, vyšší podíl je u K v rozpětí 29 až 35 % a nejvyšší u Th (a dceřiných izotopů) 40 až 46 %.

Relativně vysoká přirozená radioaktivita byla zjištěna u keratofyrových hornin šternbersko-hornobenešovského pruhu na listu 15-31 Bruntál, které mají vyšší obsahy všech tří sledovaných prvků (tab. 1), odpovídající a_m 250 až 327 Bq.kg^{-1} ($D = 124$ až 159 nGy.h^{-1}).

Paleobazalty šternbersko-hornobenešovského pruhu (včetně jejich pyroklastik) vykazují vysokou variabilitu obsahů draslíku v rozpětí < 0,5 až 8,2 hm. % (tab. 1, 2). V paleobazaltech s vyššími obsahy K se objevují vyšší koncentrace uranu (až 7,3 ppm eU), což se projevuje vyššími



Obr. 3: Variační diagram draslík versus a_m pro paleobazalty (včetně jejich pyroklastik) šternbersko-hornobenešovského pruhu na mapových listech 14-44 Šternberk, 15-31 Bruntál a 15-33 Moravský Beroun.

Fig. 3: Variation diagram of potassium and a_m for paleobasalts (incl. their pyroclastics) of the Šternberk-Horní Benešov Belt on the map sheets 14-44 Šternberk, 15-31 Bruntál and 15-33 Moravský Beroun.

hodnotami a_m (obr. 3). Do obr. 3 byly začleněny i údaje o 85 vzorcích paleobazaltů z jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu na mapovém listu 14-44 Šternberk. V těchto vzorcích jsou gamaspektrometricky stanovené obsahy K v rozpětí < 0,5 až 9,0 hm. % (Zimák 2016).

Výrazně zvýšené obsahy U a Th byly zjištěny v sedimentech HS z lomu 300 m z. od železničního nádraží Valšov. Vzhledem ke značnému rozsahu lomu (plocha cca $400 \times 300 \text{ m}$) z něj bylo odebráno 10 horninových vzorků (droby, siltovce, siltové břidlice), převážně z halového materiálu. Ve všech vzorcích siltovců a siltových břidlic byly stanoveny překvapivě vysoké obsahy U a Th, a proto byly ze stěn lomu odebrány další vzorky siltovců, jejichž analýzy zvýšené obsahy obou prvků potvrdily, ale jen v určité části valšovského lomu. Na základě těchto

Tab. 3: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) v horninách profilu ve valšovském lomu (vzorky 1–13 jsou zleva doprava, od Z k V, na obr. 4).

Tab. 3: Contents of the natural radioactive element (K, U, Th) and calculated mass activity of ^{226}Ra equivalent (a_m) in rocks of a section in the Valšov quarry (samples 1–13 arranged from left to right, from W to E, see Fig. 4).

vzorek	hornina	K (hm. %)	eU (ppm)	eTh (ppm)	a_m (Bq.kg^{-1})
1	siltovec	2,8	14,4	30,4	422
2	droba	2,3	13,1	25,2	364
3	siltovec	3,5	19,6	39,5	556
4	droba	2,3	12,0	19,9	319
5	siltovec	4,6	21,2	43,3	624
6	droba	1,7	10,8	21,6	300
7	siltovec	2,8	15,4	29,9	431
8	droba	2,0	10,5	20,1	295
9	siltovec	3,3	15,6	30,6	450
10	droba	2,1	10,0	17,2	274
11	siltovec	2,4	11,5	21,3	324
12	droba	1,6	10,1	20,4	282
13	siltovec	2,7	12,7	29,6	394

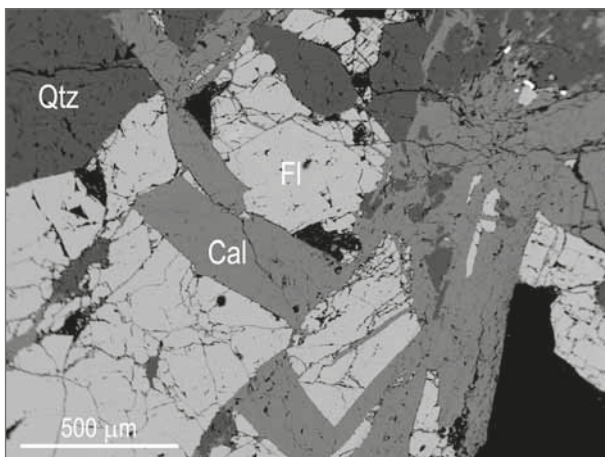


Obr. 4: Střídání siltovců a drob hornobenešovského souvrství ve valšovském lomu. Místa odběru vzorků: červené body = siltovce, oranžové body = droby. Uvedené hodnoty hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) jsou uvedeny v $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$.

Fig. 4: Alternating siltstones and graywackes of the Horní Benešov Formation in the Valšov Quarry. Location of the studied samples: red circles = siltstones, orange circles = greywackes. Presented values of mass activity of ^{226}Ra equivalent (a_m) are given in $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$.

poznatků byl v severní stěně lomu vybrán profil o délce 2,6 m, v němž se střídají droby se siltovci (obr. 4), a odebráno 13 horninových vzorků. Výsledky analýz vzorků z tohoto profilu jsou označeny čísly 1 až 13 (tab. 3, seřazeny zleva doprava ve směru od Z k V na obr. 4). V tomto úseku lomu jsou nejen vysoké obsahy U a Th v siltovcích (max. 21,2 ppm eU a 43,3 ppm eTh), ale i v drobách (max. 13,1 ppm eU a 25,2 ppm eTh) a tomu odpovídají i extrémně vysoké hodnoty a_m : max. 624 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ pro siltovec, max. 364 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ pro drobu (obr. 4, tab. 3).

Do výpočtu průměrných obsahů K, U, Th a hodnot a_m (tab. 1) byly zahrnuty jen dva vzorky z tohoto profilu, a to siltovce s nejvyššími obsahy U a Th a droby s nejvyššími obsahy obou prvků, aby nedošlo k výraznému ovlivnění statistických hodnot hornin HS na listu 15-31 Bruntál.



Obr. 5: Křemenná žíla (Qtz) s kalcitem (Cal) a fluoritem (Fl). Lom Valšov. Obraz BSE.

Fig. 5: Quartz vein (Qtz) with calcite (Cal) and fluorite (Fl). The Valšov Quarry. BSE image.

Geochemie hornin a mineralizace v okolí Valšova

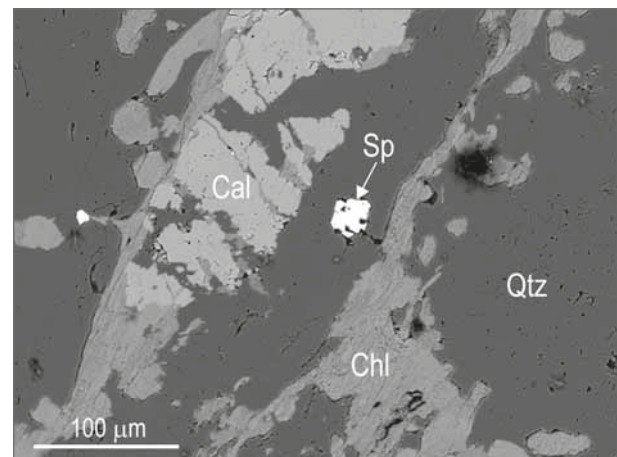
V okolí Valšova se střídají polohy jílových až siltových břidlic, siltovců a drob, které jsou protínány regionálními zlomy směru SZ–JV (obr. 1). V horninách jsou vyvinuty četné hydrotermální žíly, jejichž minerální asociace obsahuje kromě typických fází křemen±kalcit±chlorit i fluorit (obr. 5) a sulfidy (sfalerit, galenit, pyrit) (obr. 6), blíže nespecifikované uranonosné fáze malých rozměrů (cca 20 μm), v okolních horninách se objevuje novotvořený epidot a allanit-(Ce) (obr. 7). Fyzikálně-chemické podmínky vzniku těchto syntektonic-

kých žil byly studovány na fluidních inkluzích v křemenu, v nichž byly zjištěny nízkosalinní (do 6 hm. % NaCl ekv.) vodné roztoky systému H_2O -NaCl. Podmínky vzniku žil této generace byly s použitím teplot homogenizace, izochor a chloritového termometru (Cathelineau, Nieva 1985; Kranidiotis, MacLean 1987) definovány v rozsahu 175–285 $^{\circ}\text{C}$ a 110–340 MPa (Pořádek 2014).

Geochemické analýzy hornin (tab. 4) ukazují na vyšší obsahy některých prvků v břidlicích a siltovcích valšovského lomu ve srovnání s flyšovými sedimenty z jiných lokalit v HS nebo i AS. Zmíněné horniny z Valšova mají výrazně vyšší obsahy U a Th a také dalších stopových prvků jako např. Cs, Ga, Rb, Sn, Zr, REE (kromě Eu), Pb a As.

Diskuze

1. Míru přirozené radioaktivity jednotlivých typů hornin lze dobře posoudit na základě vypočtených



Obr. 6: Variská žíla s křemenem (Qtz), kalcitem (Cal), chloritem (Chl) a sfaleritem (Sp). Břidličná. Obraz BSE.

Fig. 6: The Variscan vein with quartz (Qtz), calcite (Cal), chlorite (Chl) and sphalerite (Sp). Břidličná. BSE image.

hodnot a_m (tab. 1, 2) a jejich srovnáním s průměrnou a_m kontinentální zemské kůry. Z klarků zveřejněných Goldschmidtem (1937): 2,59 hm. % K, 4 ppm U a 11 ppm Th (též Bouška et al. 1980) je vypočtena hodnota a_m 179 Bq.kg⁻¹ (D = 87 nGy.h⁻¹). Rudnick a Gao (2003) pro svrchní část zemské kůry kontinentálního typu uvádí hodnoty 2,80 hm. % K₂O (= 2,32 hm. % K), 2,7 ppm U a 10,5 ppm Th; těmto hodnotám odpovídá a_m 150 Bq.kg⁻¹ (D = 74 nGy.h⁻¹). S výjimkou keratofyrových hornin šternbersko-hornobenešovského pruhu lze proto zjištěnou přirozenou radioaktivitu všech ostatních měřených horninových typů (vyjádřenou průměrnou hodnotou a_m pro daný typ horniny) hodnotit ve srovnání s „průměrnou horninou svrchní části zemské kůry kontinentálního typu“ jako nižší nebo víceméně shodnou.

2. Draslík je v případě většiny analyzovaných vzorků paleobazaltů hlavním a často zcela dominantním zdrojem jejich přirozené radioaktivity (obr. 3). Vysoké koncentrace draslíku v bazických horninách některých úseků šternbersko-hornobenešovského pruhu byly již dříve známy díky letecké gamaspektrometrii (Gnojek, Přichystal 1984) a byly doloženy i chemickými analýzami (Přichystal 1990; Mixa, Orel 1993). Zvýšené obsahy draslíku v paleobazaltech lze považovat za indikátor hydrotermálních alterací, s nimiž by mohlo souviset formování sulfidické mineralizace typu SEDEX (Zimák 2016).

3. Postupné zvyšování radioaktivity flyšových sedimentů MSP v řadě psefit – psamit – aleurit + pelit již prokázali např. Manová, Matolín (1989), Zimák, Štelcl (2004) a Zimák (2012). Růst obsahů K a Th v této řadě je vysvětlitelný postupným snižováním objemu klastického křemene a současně zvyšováním podílu fylosilikátů v sedimentu. V případě U lze předpokládat vazbu na organickou hmotu, jejíž nejvyšší primární obsahy lze předpokládat při sedimentaci aleuritů a pelitů (redistribuce U v průběhu diagenese a dalších procesů je samozřejmě možná). Modální složení strukturně odlišných klastik a následně i jejich

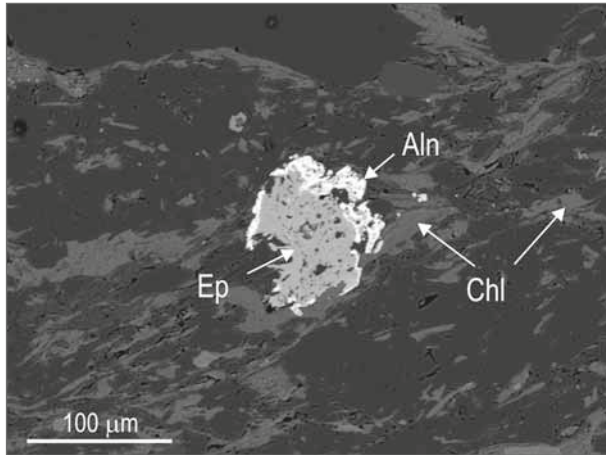
Tab. 4: Obsahy kovů a prvků vzácných zemin v horninách hornobenešovského (HS) a andělskohorského (AS) souvrství. DA – Dalov (jemnozrnná droba + prachovec, HS), BR – Břidličná (1 – prachovec + břidlice, 2 – břidlice + jemnozrnná droba + prachovec, AS), VL – Valšov (1 – břidlice, 2 – droba, HS), SN – Široká Niva (břidlice + droba až gravelit, AS/HS), DT – Dětrichovice (břidlice až slepence deformované, AS).

Tab. 4: Content of metals and REE in rocks of the Horní Benešov (HS) and Andělská Hora (AS) Fms. DA – Dalov (fine-grained greywacke + siltstone, HS), BR – Břidličná (1 – siltstone + shale, 2 – shale + fine-grained greywacke + siltstone, AS), VL – Valšov (1 – shale, 2 – greywacke, HS), SN – Široká Niva (shale + greywacke/gravelite, AS/HS), DT – Dětrichovice (shale to deformed conglomerate, AS).

	jednotky	DA	BR 1	BR 2	VL 1	VL 2	SN	DT
TOT/C	%	0,2	N.A.	0,42	0,3	0,21	N.A.	0,3
Ba	ppm	922	382	424	705	639	695	666
Be	ppm	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0	1	< 1,0	2
Co	ppm	10,9	10,9	14,6	16,5	10	12,2	17,7
Cs	ppm	4,7	3,6	5,1	31,4	6,4	5,6	5,4
Ga	ppm	17,6	14,9	16,5	29,6	14,7	17,1	23
Hf	ppm	4,8	5,2	4,7	7,6	4,5	4,6	6,4
Nb	ppm	9,7	12,2	10,7	18,1	8,9	11,3	15,5
Rb	ppm	104,3	64	93,8	336,8	110,3	112,9	112,2
Sn	ppm	4	2	2	11	2	3	3
Sr	ppm	242,1	101	175,4	181,2	241,6	210,7	105,7
Ta	ppm	0,7	0,9	0,7	2	0,8	0,8	1,1
Th	ppm	12,9	7,3	9,8	29,5	10,8	11,4	11,6
U	ppm	4,5	2,5	3,2	12,9	4	3,3	3,3
V	ppm	82	91	98	114	71	92	137
W	ppm	1,5	1,3	1,8	4,1	1,3	1,4	2,1
Zr	ppm	184,1	182,4	163,9	251,9	163,6	167,8	219,4
Y	ppm	20,9	24,7	22,9	35,6	19,6	22,2	30,7
La	ppm	29,5	25,9	25,8	42,5	25,9	29,2	33,3
Ce	ppm	56,8	49,9	50,9	90,8	50,9	55,7	69,3
Pr	ppm	6,8	6,62	6,37	10,68	6,05	6,8	8,45
Nd	ppm	27,2	25,3	23,6	41	23,5	24,9	31,6
Sm	ppm	5,15	5,17	5,14	7,95	4,52	5,19	6,58
Eu	ppm	1,11	1,12	1,08	1,23	0,98	1,11	1,3
Gd	ppm	4,2	4,84	4,66	7,33	3,93	4,33	5,82
Tb	ppm	0,64	0,8	0,73	1,1	0,6	0,67	0,89
Dy	ppm	3,76	4,74	4,11	6,3	3,36	4,31	5,32
Ho	ppm	0,74	0,86	0,81	1,18	0,68	0,77	1
Er	ppm	2,27	2,62	2,49	3,59	2,12	2,26	3,21
Tm	ppm	0,34	0,42	0,37	0,52	0,31	0,35	0,47
Yb	ppm	2,14	2,5	2,29	3,46	2,16	2,26	2,82
Lu	ppm	0,33	0,34	0,37	0,5	0,31	0,34	0,48
Mo	ppm	0,4	0,2	0,2	0,6	0,2	0,1	0,2
Cu	ppm	13,2	25,1	27,3	31,5	16,8	27,3	37,5
Pb	ppm	18,8	12,3	16	23,8	17	18,6	18,7
Zn	ppm	58	74	91	99	58	74	110
Ni	ppm	26,7	44	44,2	43,2	27,8	34,3	52,7
As	ppm	5,1	14,5	13	33,5	10,8	11,8	14,2
Cd	ppm	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1	0,1
Sb	ppm	0,2	0,3	0,5	0,5	0,4	0,3	0,2
Bi	ppm	0,2	0,2	0,2	1	0,2	0,3	0,3
Ag	ppm	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Au	ppb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,5
Hg	ppm	0,01	0,09	0,16	0,04	0,02	0,07	0,09
Tl	ppm	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,3	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Se	ppm	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5

N.A. – not analysed

radioaktivita jsou ovlivněny jak procesy probíhajícími během transportu a sedimentace v turbiditních systémech,



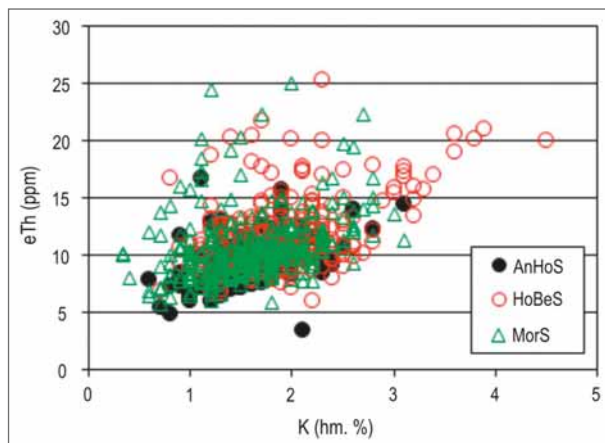
Obr. 7: Hydrotermální epidot (Ep) a allanit-(Ce) (Aln) v siltové až jílové břidlici s chloritem (Chl). Břidličná. Obraz BSE.

Fig. 7: Hydrothermal epidote (Ep) and allanite-(Ce) (Aln) in silty to clay shale with chlorite (Chl). Břidličná. BSE image.

tak zcela zásadně i petrografickými poměry ve snosové oblasti (Zimák, Štelcl 2004; Zimák 2012).

Obsah K, U a Th v psamitech AS, HS a MS je podobný a pomineme-li anomálně zvýšené obsahy U a Th v některých vzorcích psamitů z HS, pak jsou rozdíly mezi těmito souvrstvími jen nepatrné (obr. 8, 9). Dokládají to i mediánové hodnoty obsahů sledovaných prvků v psamitech, které jsou velmi blízké: 1,5 hm. % K, 1,9 ppm eU a 9,0 ppm eTh ($a_m = 114 \text{ Bq.kg}^{-1}$) v AS, 1,9 hm. % K, 2,4 ppm eU a 10,5 ppm eTh ($a_m = 135 \text{ Bq.kg}^{-1}$) v HS, 1,6 hm. % K, 2,5 ppm eU a 10,1 ppm eTh ($a_m = 129 \text{ Bq.kg}^{-1}$) v MS.

4. V prostoru valšovského lomu s vysokými hodnotami a_m drob a siltovců, a doloženými obsahy stopových kovů, se specifické geochemické rysy horninového prostředí odrážejí i ve složení variské žilné mineralizace. Tyto syntektonické mineralizace vznikají v souvislosti s deformací a slabou variskou metamorfózou hornin (Slobodník et al. 1997, Halavínová et al. 2005, Slobodník



Obr. 8: Obsahy draslíku a thoria v psamitech andělskohorského (AS), hornobenešovského (HS) a moravického souvrství (MS) na mapových listech 15-31 Bruntál a 15-33 Moravský Beroun.
Fig. 8: Contents of potassium and thorium in psammites of the Andělská Hora (AS), Horní Benešov (HS) and Moravice (MS) formations on the map sheets 15-31 Bruntál and 15-33 Moravský Beroun.

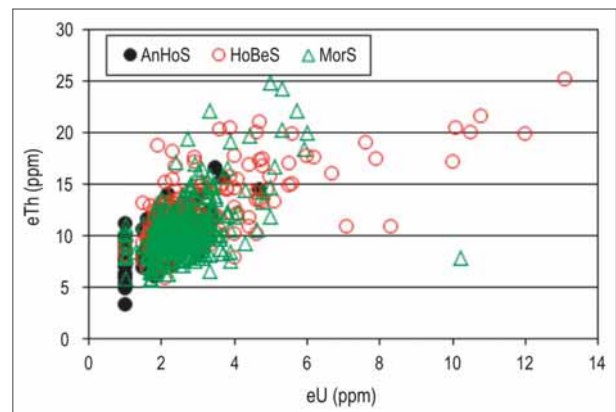
et al. 2008). Během zmíněných procesů dochází i k mobilizaci fluid a některých horninových složek za vzniku hydrotermálních žil.

Závěr

Zjištěné hodnoty a_m pro paleozoické horniny na mapových listech 15-31 Bruntál a 15-33 Moravský Beroun jsou nižší nebo víceméně shodné s hodnotami a_m spočítanými z klarků K, U a Th pro „průměrnou horninu svrchní části zemské kůry kontinentálního typu“, a lze tedy přirozenou radioaktivitu paleozoických hornin ve studovaném území hodnotit jako relativně nízkou. Radioaktivita hornin se mírně zvyšuje společně se zvyšováním obsahů radioaktivních prvků a kovů v horninách v pořadí psefit – psamit – aleurit + pelit a odpovídá zvyšování jílové frakce a organické hmoty.

Horniny s anomálně vysokými hodnotami a_m byly zjištěny na dvou územích: (1) Ve šternbersko-hornobenešovském pruhu na k. ú. Razová a Leskovec nad Moravicí (lokálně zjištěné – fragmenty? – keratofyrové horniny, až 6,9 ppm U a 22,5 ppm Th, $a_m = 327 \text{ Bq.kg}^{-1}$). (2) V siliciklastikách v lomu u Valšova jsou vysoké koncentrace U a Th (až 13,1 ppm U a 25,2 ppm Th, $a_m = 364 \text{ Bq.kg}^{-1}$), ve vzorcích siltovce až 21,2 ppm U a 43,3 ppm Th ($a_m = 624 \text{ Bq.kg}^{-1}$). Zvýšené obsahy uranu i dalších zmíněných prvků by se za určitých okolností mohly projevit nadlimitními koncentracemi uranu v místních vodních zdrojích. Zvýšené obsahy prvků jsou však lokální a s výskytem mimo oblasti s trvalým osídlením.

Zjištěné podmínky vzniku hydrotermálních žil u Valšova jsou typické pro variské žíly v celém MSP, ale jejich minerální asociace je pestřejší než na jiných lokalitách vzhledem k vyššímu zastoupení některých prvků v hostitelských horninách.



Obr. 9: Obsahy uranu a thoria v psamitech andělskohorského (AS), hornobenešovského (HS) a moravického (MS) souvrství na mapových listech 15-31 Bruntál a 15-33 Moravský Beroun.
Fig. 9: Contents of uranium and thorium in psammites of the Andělská Hora (AS), Horní Benešov (HS) and Moravice (MS) formations on the map sheets 15-31 Bruntál and 15-33 Moravský Beroun.

Poděkování

Výzkum hydrotermální mineralizace a geochemie hornin byl umožněn s využitím fondů institucionální podpory a specifického výzkumu PŘF MU. Autoři děkují recenzentům J. Havířovi a Z. Lososovi za poznámky a připomínky, které vedly ke zkvalitnění článku.

Literatura

- Beretka, J., Mathew, P. J. (1985). Natural radioactivity of Australian building materials, industrial wastes and by-products. – *Health Physics*, 48, 87–95. <http://dx.doi.org/10.1097/00004032-198501000-00007>
- Bouška, V., Jakeš, P., Pačes, T., Pokorný, J. (1980). *Geochemie*. – Academia, Praha, 555 s.
- Cathelineau, M., Nieva, D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235–244. <https://doi.org/10.1007/BF00413350>
- Dvořák, J., Macoun, J., Maštera, L. (1991). Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 15–33 Moravský Beroun. – Český geologický ústav, Praha.
- Dvořák, J. (1995). Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 15–31 Bruntál. – Český geologický ústav, Praha.
- Eštoková, A., Palaščáková, L. (2013). Study of natural radioactivity of Slovak cements. – *Chemical Engineering Transactions*, 32, 1675–1680. <http://www.doi.org/10.3303/CET1332280>
- Gnojek, I., Přichystal, A. (1984). Metalogenetický význam leteckých draslíkových anomálií Nížkého Jeseníku. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 4, 361–388.
- Goldschmidt, V. M. (1937). The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. – *Journal of the Chemical Society*, 655–673.
- Halavínová, M., Slobodník, M., Krmíček, L., Kučera, J. (2005). Hydrotermální asociace na žilách v klastických horninách spodního karbonu Drahanské a Zábřežské vrchoviny: genetické aspekty. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2004*, 12, 55–58. Brno.
- Kranidiotis, P., MacLean, W. H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. – *Economic Geology*, 82, 1898–1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Manová, M., Matolín, M. (1989). Radioaktivita hornin ČSSR. – In: Ibrmajer, J. – Suk, M. et al.: *Geofyzikální obraz ČSSR*, 196–213. ÚÚG – Academia Praha.
- Matolín, M., Chlupáčová, M. (1997). Radioaktivní vlastnosti hornin. – In: Kobr, M. et al.: *Petrofyzika*, 109–126. Vydavatelství Karolinum, Praha.
- Mixa, P., Orel, P. (1993). Manifestation of Paleozoic submarine geothermal activity in the eastern part of Middle European Variscides (Czechoslovakia). – *Proceedings Eight IAGOD Symposium, Ottawa, Canada, August 12–18, 1990*, 505–511. Stuttgart.
- Ngachin, M., Garavaglia, M., Giovani, C., Kwato Njock, M. G., Nourreddine, A. (2007). Assessment of natural radioactivity and associated radiation hazards in some Cameroonian building materials. – *Radiation Measurements*, 42, 61–67. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.07.007>
- Pořádek, P. (2014). Variské hydrotermální žíly v klastických sedimentech moravskoslezského paleozoika. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Brno.
- Přichystal, A. (1990). Hlavní výsledky studia paleozoického vulkanismu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (Nížký Jeseník). – *Sborník geologických věd, řada ložisková geologie, mineralogie*, 29, 41–66.
- Rudnick, R. L., Gao, S. (2003). Vol. 3: The Crust, 3.01– The Composition of the Continental Crust. – In: Holland, H. D., Turekian, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry*, 1–64. Elsevier-Pergamon, Oxford. <http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- UNSCEAR, United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (1988): Exposures from natural sources of radiation. – Report to the General Assembly. U. N., New York, USA.
- Slobodník, M., Muchez, Ph., Viaene, W. (1997). Hydrothermal fluid flow in the Devonian and Carboniferous of the Rhenohercynicum of the Bohemian Massif. – In: Papunen H. (ed.): *Mineral Deposits: Research and Exploration – Where do They Meet?*, p. 583–586. A.A.Balkema, Rotterdam, 980 p. Proceedings of the 4th Biennial SGA Meeting, 11–13 August 1997, Turku, Finland.
- Slobodník, M., Hurai, V., Čopjaková, R. (2008). Variská syntektonická fluida generovaná z paleozoických sedimentů Moravského krasu a Drahanské vrchoviny. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 93, 113–126. MZM Brno.
- Zimák, J. (2012). Přirozená radioaktivita kulmských sedimentů na východním okraji Českého masivu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, 1–2, 130–133.
- Zimák, J. (2016). Studium radioaktivity krystalinických hornin a paleozoických sedimentů na mapovém listu 14-44 Šternberk. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 23, 1–2, 116–120.
- Zimák, J., Dalajková, K., Donocik, R., Krist, P., Reif, D., Štelcl, J., Kopecká, L. (2016). Využitelnost terénních rentgenfluorescenčních analyzátorů ke stanovení chemismu cementářských surovin – na příkladu velkolomu Mokrá. – *Zprávy o geologických výzkumech*, 49, 79–82.
- Zimák, J., Štelcl, J. (2004). Přirozená radioaktivita hornin moravskoslezského kulmu v oblasti Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů: příspěvek k poznání zdrojové oblasti klastického materiálu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003*, 11, 103–106.

Mobilita vybraných stopových prvků vázaných v hnědém uhlí mostecké pánve

Mobility of selected trace elements bound in brown coal of the Most basin

Marcela Cahová¹ ✉, Eva Geršlová¹, Jan Kuta²

¹ Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

² Centrum RECETOX PřF MU, Kamenice 5/753, 625 00 Brno

Key words:

Most basin, Sequential Extraction Procedure, trace elements, brown coal

✉ 436855@mail.muni.cz

Editor:

Jiří Faimon

Abstract

Some of the trace elements bound in coal are potentially easily mobilizable and can represent a risk for an ecosystem. The aim of the study was to evaluate the extractability of selected metals from brown coal samples under surface conditions. Totally, 10 coal samples from the Main seam of Most Basin were studied using a sequential extraction procedure. Extraction conditions were set to represent real conditions on a dump. Extraction with deionized water was used for the most weakly bound and thus easily mobilizable elements, the amount of weakly adsorbed ions on the surface of the solid matrix was extracted with 1M ammonium acetate solution at pH = 7. For the carbonate-bound fraction, respectively the fraction extractable under mildly acidic conditions, the same reagent at pH = 5 was used. Highest extractable contents in case of arsenic were found in deionized water for samples 03–07, other samples exhibited the highest recovery with weakly acidic reagent (pH = 5) with concentration 1 mol/l. Nickel concentrations in the extracts were mostly low (hundredths to tenths µg/g). Exceptions are water extractable contents (single units of µg/g) in samples 01, 08 and 09. A positive correlation ($r = 0.69$) was found between the total content of As and Ni, however, the contents of As and Ni do not mutually correlate in each type of extract. Significant contents of vanadium (up to 0.844 µg/g) and chromium (up to 0.28 µg/g) were already extracted using deionized water. Very close behavior of chromium and vanadium was confirmed by positive correlation in mobile water extractable ($r = 0.95$) and carbonate fraction ($r = 0.85$).

Úvod

Anorganické prvky v uhlí pochází ze tří zdrojů. Prvním z nich je rostlinný materiál, který obsahuje stopové prvky vázané přímo na rostlinná pletiva. Obzvláště dřevo, hlavní stavební materiál kerogenu III, obsahuje často vyšší podíl stopových prvků. Řada rostlin obsahuje tzv. fytolity – mikroskopické inkrustace tvořené převážně oxidem křemičitým ve kterých bývají navázány také další stopové prvky (Taylor et al. 1998). Druhým významným zdrojem stopových prvků v uhlí jsou minerály uvolněné při zvětrávání hornin v okolí sedimentární pánve. Do této kategorie patří také vulkanický popel, který je významným zdrojem vyšších obsahů stopových prvků jako je Se, V nebo Ni (Speight 2016; Swaine 1990). V průběhu diagenese dochází postupně ke vzniku uhelné polohy. Následné proudění nasycených roztoků v uhelných slojích, způsobuje postupné vysrážení nových minerálů. Podle podmínek v sedimentární pánvi může docházet k interakci mezi roztokem a funkčními skupinami uhelné hmoty. Ta vede k zabudování anorganické fáze přímo do uhelné hmoty. Jedinečnost

Doporučená citace článku:

Cahová, M., Geršlová, E., Kuta, J. (2019). Mobilita vybraných stopových prvků vázaných v hnědém uhlí mostecké pánve. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 98–102.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-98>

každé jednotlivé sedimentární pánve vede tedy zákonitě k vysoké variabilitě vazeb přítomných prvků a velmi obtížnému stanovení množství přítomných anorganických složek, které se mohou uvolňovat do okolního prostředí (Dai et al. 2017; Finkelman 1995; Taylor et al. 1998). Tyto informace jsou ale pro hodnocení chování uhlí a uhelných jílovců klíčové (Suárez-Ruiz, Ward 2014). Celkové obsahy nemusí v řadě případů vypovídat o míře nebezpečnosti pro životní prostředí. Význam hodnocení míry pohyblivosti stopových prvků se zvyšuje v okamžiku aktivní těžby uhlí a tvorbě výsypek. Zde dochází ke vstupu kyslíku, zvětrávání a uvolnění prvků do prostředí (Sia, Abdullah 2011; Vejahati et al. 2010).

Uhlí a uhelné jílovce jsou tvořeny organickou hmotou, která představuje 70–100 obj. % a anorganické prvky jsou přítomny v malém množství. Analytické stanovení obsahu prvků je metodicky náročnější než analýza organickou chudších materiálů. Obvyklý postup stanovení celkové koncentrace prvků v uhlí vychází z analýzy popela, kdy je třeba zohlednit tu skutečnost, že těkavé sloučeniny prvků mají tendenci se odpařit (Suárez-Ruiz, Ward 2014).

Sekvenční extrakční analýza (SEA) funguje na principu postupného uvolnění složek vázaných v matici extrakčním činidlem do roztoku. Díky této metodě je možné simulovat reálné přírodní podmínky a definovat tak skutečné množství prvku vstupující do prostředí (Ettler 2008; Vöröš et al. 2019). Tato informace je mnohem důležitější než absolutní koncentrace. Metoda byla poprvé navržena Tessierem et al. (1979) a využívána především pro analýzu půd a sedimentů vodních toků. V této práci byla SEA upravena podle Feng et al. (2000) a Querol et al. (1996) a využita pro stanovení mobility stopových prvků v hnědém uhlí Mostecké pánve.

Cílem práce bylo provést sekvenční extrakční analýzu pro hodnocení mobility stopových prvků v uhelné hmotě. Práce hodnotila prvky As, Cr, Ni a V ve vzorcích hnědého uhlí mostecké pánve.

Metodika

V povrchovém lomu Bílina bylo odebráno 10 vzorků hnědého uhlí tak, aby reprezentovaly vertikální profil hlavní sloje. Odebrané vzorky byly vysušeny, podrceny, přesítovány na frakci < 63 μm a následně homogenizovány. Základní technologické parametry a obsahy prvků extrahovatelné lučavkou královskou vzorků uhlí jsou převzaty z práce Fojtík (2018). Sekvenční extrakce vzorků byla provedena s jistou modifikací dle prací Querol et al. (1996) a Feng et al. (2000). Vzorky byly postupně extrahovány činidlem s rostoucí extrakční silou. Uvolněná frakce prvků je uvedena v závorce. 1) deionizovaná voda (mobilní frakce); 2) 1M roztok octanu amonného, pH 7 (výměnné frakce); 3) 1M roztok octanu amonného, pH 5 (uhličitanové frakce, frakce rozpustné v slabě kyselém prostředí).

Roztoky octanu amonného byly připraveny z koncentrované kyseliny octové (čistota p.a., Merck) a upraveny na příslušné pH 10% roztokem NH_4OH (p.a., Merck). Extrahovány byly 2 g vzorku v 10 ml příslušného extrakčního činidla po dobu 20 hodin na horizontální

třepače GFL 3006 rychlostí 150 min^{-1} . Po extrakci následovala centrifugace vzorků (centrifuga EBA Hettich 20), filtrace přes membránové filtry (PTFE, 0,45 μm , VWR) a stabilizace vzorků přidávkem kyseliny dusičné (p.a., Merck, přidavek 0,05 ml na 5 ml extraktu). Koncentrace zájmových prvků v extraktech byla stanovena metodou hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (Agilent 7700x ICP-MS).

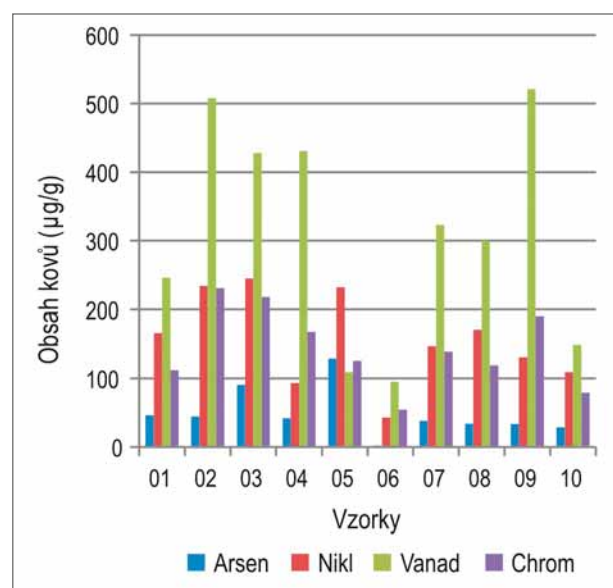
Statistická analýza dat byla provedena v softwaru Prism 6 (GraphPad Software, Inc.). Korelační analýza byla provedena na logaritmovaných datech, korelace je kvantifikována pomocí Personova korelačního koeficientu r .

Výsledky

Přestože bylo k dispozici 10 vzorků hnědého uhlí odebraného z hlavní sloje dolu Bílina, jedná se o poměrně heterogenní soubor jak z pohledu technologických vlastností, tak celkové koncentrace sledovaných prvků (obr. 1). Parametry popelovina a koncentrace celkové síry jsou obvykle využívány pro prvotní odhad potenciálního obsahu prvků v uhlí. U studovaných vzorků uhlí je široký rozsah popeloviny od 1,67–41,52 hm. % a celková síra v intervalu 0,41–2,30 hm. %. Detailní zhodnocení vzorků neprokázalo korelaci mezi absolutními koncentracemi stopových prvků a celkovou popelovinou a lze nepřímou usuzovat, že studované kovy jsou vázány na organickou hmotu (Fojtík et al. 2018; Vöröš et al. 2019). Vzorky obsahovaly nejvíce vanadu a nejméně arsenu (obr. 1).

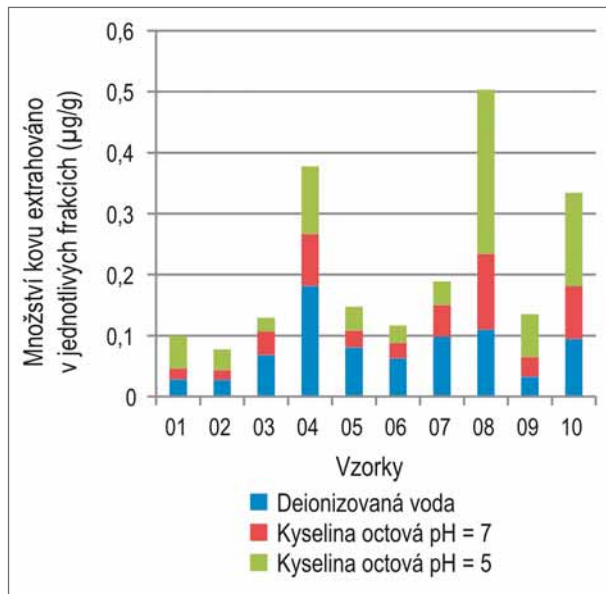
Vzorky 01, 02, 03, 07, 08 a 10 mají srovnatelnou distribuci sledovaných prvků, jejich koncentrace postupně stoupá v pořadí arsen, chrom, nikl a vanad. Vzorky 04, 06 a 09 mají vyšší obsah chromu oproti niklu. Ze skupiny vzorků vybočuje vzorek 05, který má nejvyšší obsah niklu, obsah arsenu, chromu a vanadu je srovnatelný.

Analýza výluhů z jednotlivých kroků extrakce prokázala mobilizovatelné množství As ve vzorku 08



Obr. 1: Celkové množství sledovaných kovů ($\mu\text{g/g}$) ve vzorcích hlavní sloje dolu Bílina.

Fig. 1: The content of evaluated metals ($\mu\text{g/g}$) in the brown coal of Bílina mine.

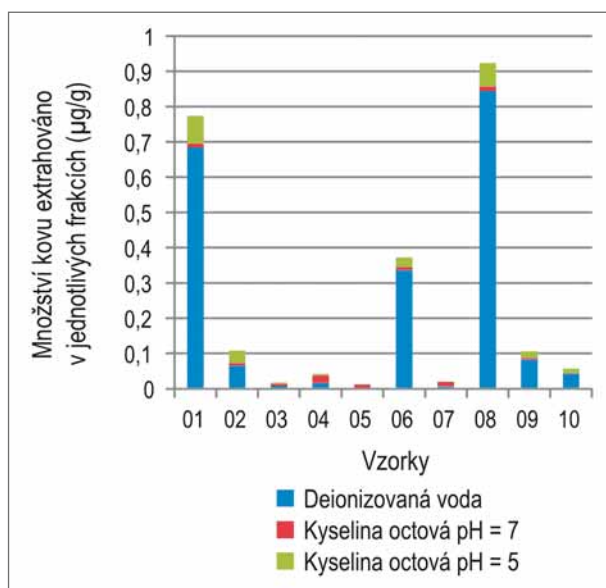


Obr. 2: Množství arsenu ($\mu\text{g/g}$) stanovené ve výluzích s odlišnou hodnotou pH.

Fig. 2: The content of arsenic ($\mu\text{g/g}$) determined in the extracts with a different pH.

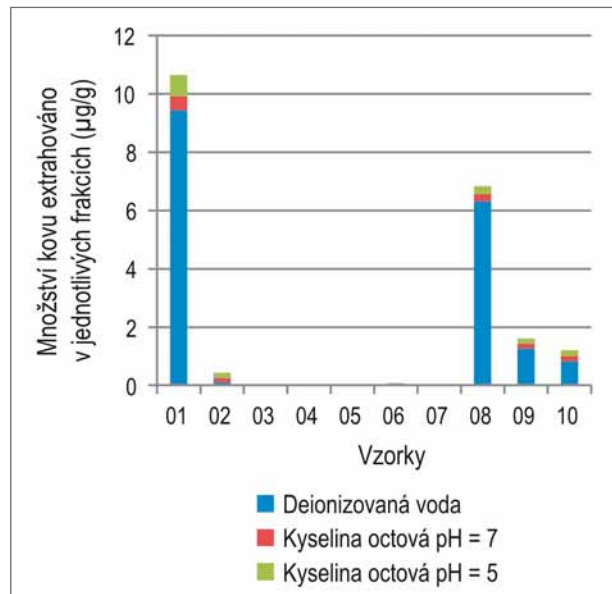
a nejméně ve vzorku 02 (obr. 2). U vzorků 01, 02, 08, 09 a 10 bylo nejvíce arsenu uvolněno v uhličitánové frakci, méně v mobilní fázi a nejméně arsenu bylo stanovené ve výměnné frakci. U vzorků 03, 04, 05, 06 a 07 bylo nejvyšší množství stanovené ve výluzích z deionizované vody, méně při pH 7 a nejmenší množství kovu bylo detekováno v extraktech získaných při použití roztoku pH = 5.

V případě Ni bylo ve vzorcích 01, 08, pak 09 a 10 největší množství kovu extrahováno v prvním kroku extrakce za použití deionizované vody (obr. 3). V těchto vzorcích lze také pozorovat, že množství detekovaných kovů ve výměnné frakci při použití kyseliny octové (pH = 7) bylo nižší než v uhličitánové frakci (pH = 5).



Obr. 3: Množství niklu ($\mu\text{g/g}$) stanovené ve výluzích s odlišnou hodnotou pH.

Fig. 3: The content of nickel ($\mu\text{g/g}$) determined in the extracts with a different pH.



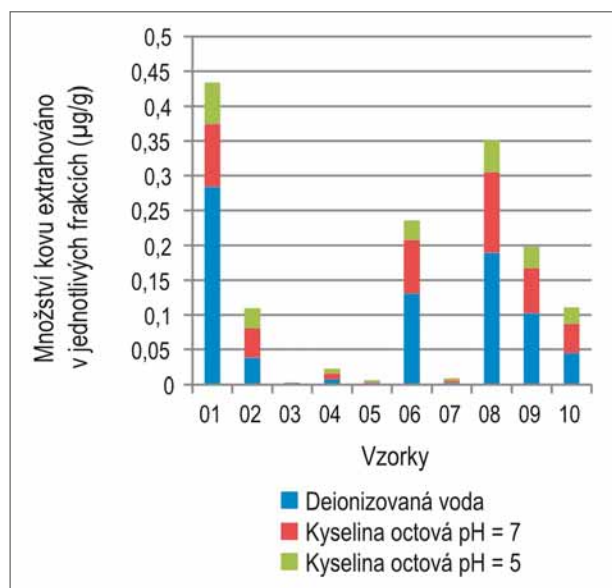
Obr. 4: Množství vanadu ($\mu\text{g/g}$) stanovené ve výluzích s odlišnou hodnotou pH.

Fig. 4: The content of vanadium ($\mu\text{g/g}$) determined in the extracts with a different pH.

U vzorku 02 množství extrahovaného kovu stoupalo se silou extračního činidla. Absolutní koncentrace byly ovšem velice nízké. V ostatních vzorcích (03–07) bylo množství Ni ve všech krocích extrakce zanedbatelné případně pod mezí detekce metody.

U vzorků 01, 02, 06, 08, 09 a 10 bylo zjištěno nejvyšší množství vanadu ve výluzu z deionizované vody, menší množství v uhličitánové frakci při pH = 5 a nejnižší koncentrace ve výměnné frakci při pH = 7 (obr. 4). U vzorku 04 byla nejvyšší koncentrace zjištěna ve výměnné frakci.

V případě chromu se ve vzorcích 01, 06, 08, 09 a 10 extrahovalo nejvíce kovu deionizovanou vodou, menší množství bylo ve výměnné frakci a nejméně ve frakci



Obr. 5: Množství chromu ($\mu\text{g/g}$) stanovené ve výluzích s odlišnou hodnotou pH.

Fig. 5: The content of chromium ($\mu\text{g/g}$) determined in the extracts with a different pH.

vázané na uhličitany (obr. 5). V případě vzorku 02 se nejvíce vanadu extrahovalo ve výměnné frakci, menší množství při použití deionizované vody a nejmenší množství kovu ve frakci vázané na uhličitany.

Diskuze

Největší množství arsenu se extrahovalo slabě kyselým činidlem, a to ve vzorcích 01, 02, 08, 09 a 10. Naopak ve vzorcích 03, 04, 05, 06, a 07 bylo obsaženo nejvíce arsenu v mobilní fázi, který představuje podíl prvku nepodléhající sorpčním procesům. Lze předpokládat, že arsen v těchto vzorcích se vyskytuje jako trojvalentní, který je podle Bradla et al. (2005) rozpustnější, mobilnější, a tedy i více toxický než arzeničnany.

Pozitivní korelace se naopak projevila mezi celkovým množstvím As a Ni ($r = 0,69$). Nicméně obsahy As a Ni v jednotlivých typech extraktů spolu vzájemně nekorelují. Největší množství niklu bylo extrahováno ve vzorcích 01, 08, pak 09 a 10 za použití deionizované vody. Niklu bylo během extrakčních kroků stanoveno jen malé množství. Příčinou může být vazba na Fe/Mn hydroxidy (Theis, Richter 1979) rozložitelná až silnějšími kyselinami jako např. HNO_3 nebo HCl (Bradl et al. 2005). Nikl pozitivně koreluje s chromem ($r = 0,79$) a vanadem ($r = 0,85$) v uhličitánové frakci. Za těchto podmínek se tedy kovy chovají stejně.

Největší množství vanadu i chromu bylo extrahováno za použití deionizované vody, a to ve vzorcích 01, 06, 08, 09 a 10. Kovy se v těchto vzorcích chovaly velice podobně. Obsah vanadu byl ve vzorcích ovšem větší než obsah chromu. Na rozdíl od chromu bylo vanadu stanoveno více i po extrakci kyselým roztokem než za použití octanu s $\text{pH} = 7$. Pozitivní korelace se projevila

u celkového množství kovů s hodnotou $r = 0,87$. Velmi blízké chování chromu a vanadu potvrzuje i pozitivní korelace v mobilní ($r = 0,95$) a uhličitánové frakci ($r = 0,85$). Podle Cranse et al. (1998) je vanad ve fosilních palivech přítomen v oxidačním stavu především jako vanadyl (IV), který je díky svému vysokému oxidačnímu stavu dobře extrahovatelný. V mobilní frakci se dá očekávat právě tato forma vanadu, která nevykazuje pro životní prostředí nebezpečí. Riziko by mohlo nastat se změnou podmínek prostředí do neutrální či bazické oblasti. Kde by mohlo dojít k oxidaci vanadylu na toxičtější vanadičnan (De Cremer 2005).

Závěr

Metodou sekvenční analýzy bylo testováno chování arsenu, chromu, vanadu a niklu v hnědém uhlí mostecké pánve v podmínkách obvyklých při manipulaci s vytěženým uhlím, které je v kontaktu s meteorickou vodou. Arsen, chrom, vanad a nikl se z poloviny vzorků hnědého uhlí uvolnili již extrakcí deionizovanou vodou. Představují tak polutanty uvolnitelné za nejběžnějších podmínek. Arsen a chrom se uvolňoval také ze všech vzorků hnědého uhlí při extrakci slabě kyselými roztoky, takže tyto prvky se mohou uvolnit působením kyselých dešťů nebo výluhů z haldového materiálu.

Poděkování

Laboratorní část výzkumu byla podpořena infrastrukturními projekty centra RECETOX PŘF MU (projekt č. LM2015051 a CZ.02.1.01/0.0/0.0/16_013/0001761) a institucionální podporou Přírodovědecké fakulty MU Brno. Děkujeme také recenzentům za odbornou korekci článku.

Literatura

- Bradl, H. B. (2005). *Heavy Metals in the Environment: Origin, Interaction and Remediation*. – Elsevier Academic Press. 269 pp., London.
- Crans, D., Amin, S., Keramidias, A. (1998). Chemistry of relevance to vanadium in the environment. – In: *Vanadium in the Environment, Part I: Chemistry and Biochemistry*. – John Wiley & Sons. New York.
- De Cremer, K. (2005). Speciation of Vanadium. – In: Cornelis, R. et al. (eds): *Handbook of Elemental Speciation II—Species in the Environment, Food, Medicine and Occupational Health*, 464-487. Great Britain. <https://doi.org/10.1002/0470856009.ch2u>
- Dai S., Wang X., Zhao L. (2017). Mineral matter and trace elements in coal. MDPI.
- Ettler, V. (2008): *Aplikace loužících metod a jejich interpretace*. – Moderní analytické metody v geologii. Praha.
- Feng, X., Hong Y., Hong, B., Ni, J. (2000). Mobility of some potentially toxic trace elements in the coal of Guizhou, China. – *Environmental Geology*, 39, 3–4, 372–377.
- Finkelman, R. B. (1995). Modes of occurrence of environmentally-sensitive trace elements in coal. – In: Swaine, D. J., Goodarzi, F., (eds): *Environmental Aspect of Trace Elements in Coal, Energy & Environment*, vol. 2. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8496-8_3
- Fojtík, S (2018). *Chemické složení uhlí bilinské delty*. – MS, diplomová práce. Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Fojtík, S., Vöröš, D., Geršlová, E. (2018). Obsah stopových prvků v uhelné hmotě spodní a svrchní lávky hlavní sloje Mostecké pánve. – *Geoscience Research Reports*, 51, 43–45.
- Sia, S.-G., Abdullah, W. H. (2011). Concentration and association of minor and trace elements in Mukah coal from Sarawak, Malaysia, with emphasis on the potentially hazardous trace elements. – *International Journal of Coal Geology*, 88, 179–193.
- Speight, J. G. (2016). *The chemistry and technology of coal*, third edition. Taylor & Francis Group, 845 pp.
- Suárez-Ruiz, I., Ward, C. R. (2014). Basic Factors Controlling Coal Quality and Technological Behaviour of Coal. – In: Suárez-Ruiz, I. and Crelling J. (eds), *Applied Coal Petrology: The role of petrology in coal utilization*, 408 pp.
- Swaine, D. J. (1990). *Trace Elements in Coal*. – Butterworth & Heinemann. 292 pp.
- Taylor, G. H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C. F. K., Littke, R., Robert, P. (1998): *Organic Petrology*. – Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 704 pp.
- Theis, T. L., Richter, R. O. (1979). Chemical speciation of heavy metals in power plant ash pond leachate. *Environ. – Environmental Science and Technology*, 13, 2, 219–224.
- Querol, X., Juan, R., Lopez-Soler, A., Fernandez-Turiel, J. L., Ruiz, C. R. (1996). Mobility of trace elements from coal and combustion wastes. – *Fuel*, 75, 7, 821–838. [https://doi.org/10.1016/0016-2361\(96\)00027-0](https://doi.org/10.1016/0016-2361(96)00027-0)
- Tessier, A., Campbell, P. G. C., Bisson, M. (1979). Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. – *Analytical Chemistry*, 51, 844–851. <https://doi.org/10.1021/ac50043a017>
- Vejahati, F., Xu, Z., Gupta, R. (2010). Trace elements in coal: Associations with coal and minerals and their behavior during coal utilization – A review. *Fuel*, 89, 904–911.
- Vöröš, D., Geršlová, E., Nývlt, D., Geršl, M., Kuta, J. (2019). Assessment of geogenic input into Bilina stream sediments (Czech Republic). – *Environmental Monitoring and assessment*, 191,2, 114–125. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2018.07.005>

Časová rezidua odečtů P vln ze severokorejské jaderné exploze z roku 2017 a jejich příspěvek k problematice nehomogenit litosféry ve střední Evropě

P-wave arrival time residuals from the 2017 North Korean nuclear test and its contribution to the problems of lithospheric inhomogeneities in the Central Europe

Josef Havíř✉

Ústav fyziky Země, PŘF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno

Key words:

seismic monitoring, nuclear explosion, time residuals, lithospheric inhomogeneities

✉ havir@ipe.muni.cz

Editor:

David Buriánek

Abstract

Lateral inhomogeneities of the Earth's interior (crust and mantle) have significant influence on the arrival time of seismic signal detected by station in framework of seismic monitoring. Observed arrival times differ from values presumed on the basis of a homogeneous global velocity model, these differences are quantified by the arrival time residuals T_r . In this article, the effect of lateral inhomogeneities in Central Europe on detected P wave arrival times is demonstrated using seismic signal of the North Korean nuclear test (2017). Magnitude m_b of this explosion exceeded value 6 and this seismic event is extraordinarily appropriate for study of time residuals for its sharp beginning and high amplitude of its P wave signal. The arrival times are picked with high accuracy (less than 0.2 s) even in teleseismic epicentral distances, consequently the obtained time residuals more reliably reflect effects of velocity inhomogeneities in comparison to other seismic events. For the study of arrival time residuals in Central Europe, waveforms recorded by several hundreds of seismic stations were evaluated. Final picture of the time residuals distribution shows several regions with anomalous values of T_r , the western and northern regions of the Western Carpathians, the Pannonian Basin and the Eastern Alps are briefly discussed with regard to their possible origins. Given seismic monitoring in Central Europe (above all on the territory of the Czech Republic), significantly anomalous P wave arrival time residuals (exceeding value of 1 second) in the western part of the Western Carpathians are very important.

Doporučená citace článku:

Havíř, J. (2019). Časová rezidua odečtů P vln ze severokorejské jaderné exploze z roku 2017 a jejich příspěvek k problematice nehomogenit litosféry ve střední Evropě. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 103–108.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-103>

Úvod

V posledních desetiletích byla provedena celá řada studií rychlostních nehomogenit v evropské (respektive střeoevropské) litosféře na základě refrakčních profilů (zejména v rámci projektů TRANSALP, CELEBRATION 2000, ALP 2002 a SUDETES 2003, viz Brückl et al. 2007; Cassinis 2006; Grad et al. 2008, 2009; Hrubcová et al. 2008, 2010; Janik et al. 2011, a na ně navazujícího 3D rychlostního modelování, viz např. Behm et al. 2007; Behm 2009) a analýzy seismogramů zemětřesení (např. Karousová 2013; Koulakov et al. 2009; Legendre et al. 2012). Tyto práce přinesly spoustu nových zajímavých poznatků o variabilitě stavby kůry a svrchního pláště, ale současně také ukázaly, jak mnoho toho ještě o hlubších partiích horninového prostředí v našem regionu nevíme. Přitom projevy nehomogenit horninového prostředí mají v některých geovědních oborech významné praktické důsledky. K nim patří také problematika časů seismických vln odečtených na seismických stanicích, která je v rámci tohoto článku demonstrována na příkladu zpracování signálu severokorejské jaderné exploze ze září 2017.

Jaderná exploze provedená dne 3. 9. 2017 na jaderné střelnici Punggye-ri v sv. části KLDK byla šestou a nejsilnější severokorejskou jadernou explozí uskutečněnou na této lokalitě. Hodnoty magnituda mb odvozeného z objemových vln, které byly vypočítány nezávisle na sobě Ústavem fyziky Země Masarykovy univerzity v Brně (ÚFZ), v Mezinárodním datovém centru CTBTO (IDC) a v centru národní seismologické služby USA (NEIC), se pohybují mezi hodnotami 6,1 a 6,4 (tab. 1). Seismický signál generovaný touto pokusnou jadernou explozí byl ve výjimečně dobré kvalitě registrován velkým počtem stanic po celém světě, včetně stanic provozovaných ÚFZ v Brně. Ostrý začátek a velká amplituda první výchylky signálu P vlny umožňují na řadě stanic odečítat časy detekce podélné vlny i v teleseismických vzdálenostech s chybou menší než 0,2 sekundy.

Rozdíly skutečně zjištěných a teoreticky předpokládaných časů detekce P vlny (tzv. časová rezidua T_r , viz obr. 1) na stanicích situovaných v regionu střední Evropy tak v diskutovaném případě výjimečně ostře odráží vliv nehomogenit v horninovém prostředí, a to nejen v korových, ale i v plášťových partiích Země. Je třeba vzít v úvahu, že výsledné časové reziduum T_r je výsledkem více nehomogenit ovlivňujících seismický signál v různých hloubkách. V případě více vlivů se může jejich účinek zesilovat (časové reziduum se zvyšuje), nebo naopak vzájemně oslabovat (časové reziduum se snižuje). Výhodou je při interpretaci možných vlivů ten fakt, že seismický paprsek přicházející z teleseismické vzdálenosti je strmě ukloněný. V případě severokorejské jaderné exploze dosahují úklony seismických paprsků detekovaných na evropských seismických stanicích hodnot přibližně 80° (úhel svíraný paprskem a rovinou zemského povrchu) a paprsky tedy prochází v různých úrovních litosféry horninovými tělesy, které jsou umístěny víceméně nad sebou (rozdíl vůči vertikálnímu paprsku je relativně malý).

Tab. 1: Tabulka lokací jaderného testu provedeného v sv. části KLDK v září 2017, lokace byly vypočítané nezávisle v ÚFZ v Brně (ÚFZ), v Mezinárodním datovém centru CTBTO (IDC) a v centru americké národní seismologické služby (NEIC), respektive byly zjištěny z povrchových deformací studovaných pomocí satelitních snímků (Wang – lokace převzata z práce Wang et al. 2018). Magnitudo mb je počítané z objemových vln teleseismických fází.

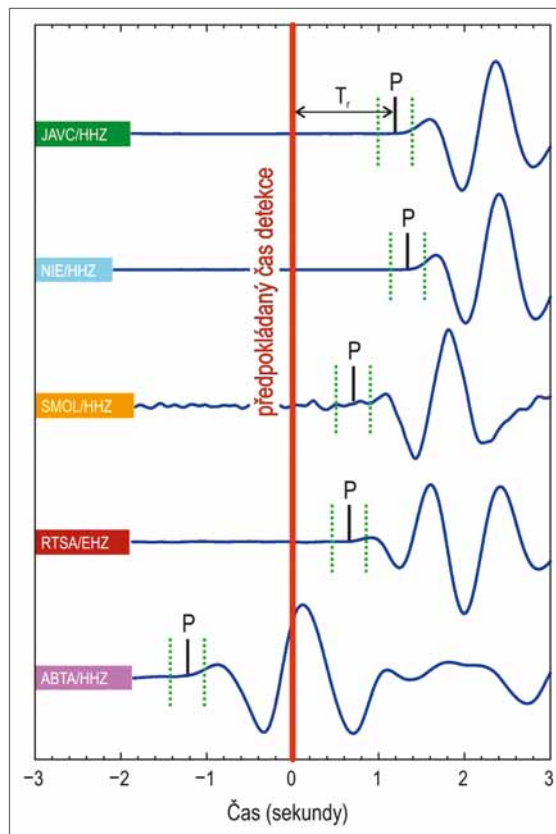
Tab. 1: Location parameters of nuclear explosion conducted in NE part of the North Korea in September 2017, locations were independently determined at the Institute of Physics of the Earth (ÚFZ), at the International Data Centre CTBTO (IDC) and at the U.S. National Earthquake Information Centre (NEIC), or it was detected from surface displacement studied using satellite imagery respectively (Wang – location after Wang et al. 2018). Magnitude mb is calculated using teleseismic body waves.

datum	čas vzniku	zem. šířka	zem. délka	magnitudo mb	zdroj
jaderná exploze					
3. 9. 2017	03:30:01,4	41,304	129,046	6,4	ÚFZ Brno
3. 9. 2017	03:30:01,1	41,321	129,035	6,1	IDC
3. 9. 2017	03:30:01,9	41,343	129,036	6,3	NEIC
3. 9. 2017		41,300	129,078		Wang

Epicentrum jevu a předpokládané časy detekce

Pro určení předpokládaných časů detekce P vln byla použita lokace vypočtená na ÚFZ v Brně (tab. 1) s využitím globálního rychlostního modelu IASP91 (Kennett 1991).

Epicentra exploze z roku 2017 se podle výsledků lokací seismických vln nachází v prostoru hory Mantap, ve vzdálenosti 4 až 8 km sz. až ssz. od objektů jaderné střelnice Punggye-ri (obr. 2) pozorovatelných na satelitních



Obr. 1: Seismický signál severokorejské jaderné exploze ze dne 3. 9. 2017 zaznamenaný na stanicích umístěných v prostoru střední Evropy (vertikální složka, signál je filtrován pásmovou propustí v rozmezí 0,6 až 5,0 Hz; signál složky HHZ je širokopásmový, zatímco složka EHZ je krátkoperiodická). Časová osa je relativní, posuny vzhledem k předpokládanému času detekce (červená linie) odpovídají časovým reziduíům T_r (tj. rozdílu mezi skutečným a předpokládaným časem detekce). Stanice: JAVC (Velká Javořina, Česká republika, 48,86° 17,67°, $T_r = 1,2$); NIE (Niedzica, Polsko, 49,42° 20,30°, $T_r = 1,3$); SMOL (Smolenice, Slovensko, 48,51° 17,43°, $T_r = 0,7$); RTSA (Bad Reichenhall, Německo, 47,77° 12,84°, $T_r = 0,7$); ABTA (Abfaltersbach, Rakousko, 46,75° 12,51°, $T_r = -1,2$).

Fig. 1: Waveforms of the North Korean nuclear explosion recorded on 3. 9. 2017 by European stations (vertical component, filtered by band-pass filter from 0.6 to 5.0 Hz; components HHZ are high broadband, while component EHZ is extremely short period). Relative time axis, shifts related to presumed arrival time (red line) correspond to time residuals T_r (it means, difference between presumed and observed arrival times). Stations: JAVC (Velká Javořina, Czech Republic, 48.86° 17.67°, $T_r = 1,2$); NIE (Niedzica, Poland, 49.42° 20.30°, $T_r = 1,3$); SMOL (Smolenice, Slovakia, 48.51° 17.43°, $T_r = 0,7$); RTSA (Bad Reichenhall, Germany, 47.77° 12.84°, $T_r = 0,7$); ABTA (Abfaltersbach, Austria, 46.75° 12.51°, $T_r = -1,2$).

snímcích. Výsledky studia povrchových deformací na základě satelitních snímků ukazují, že skutečné epicentrum mohlo být pouze přibližně dva kilometry od pozemních objektů jaderné střešnice (Wang et al. 2018; Gaebler et al. 2019). Nejistota v určení epicentra exploze se tedy pohybuje řádově v jednotkách kilometrů, odchylka lokace vypočítané na ÚFZ v Brně od ostatních řešení je menší než pět kilometrů.

S ohledem na výše zmíněnou nejistotu v určení polohy epicentra je nutné počítat s možným systematickým posunem časů detekce oproti správné hodnotě (tedy hodnotě platné pro správnou polohu epicentra) až o 0,5 sekundy. Další systematický posun časů detekce může být způsoben chybou výpočtu přesného času exploze. Při interpretaci zjištěných časových reziduí T_r je proto nutné brát ohled na poměrně vysokou možnou absolutní chybu. Nelze vyloučit systematický posun hodnot předpokládaných časů detekce (a tedy hodnot časových reziduí) i o vyšší desetiný sekundy, přestože výsledná časová rezidua ukazují, že pro středoevropské stanice tato chyba bude spíše menší.

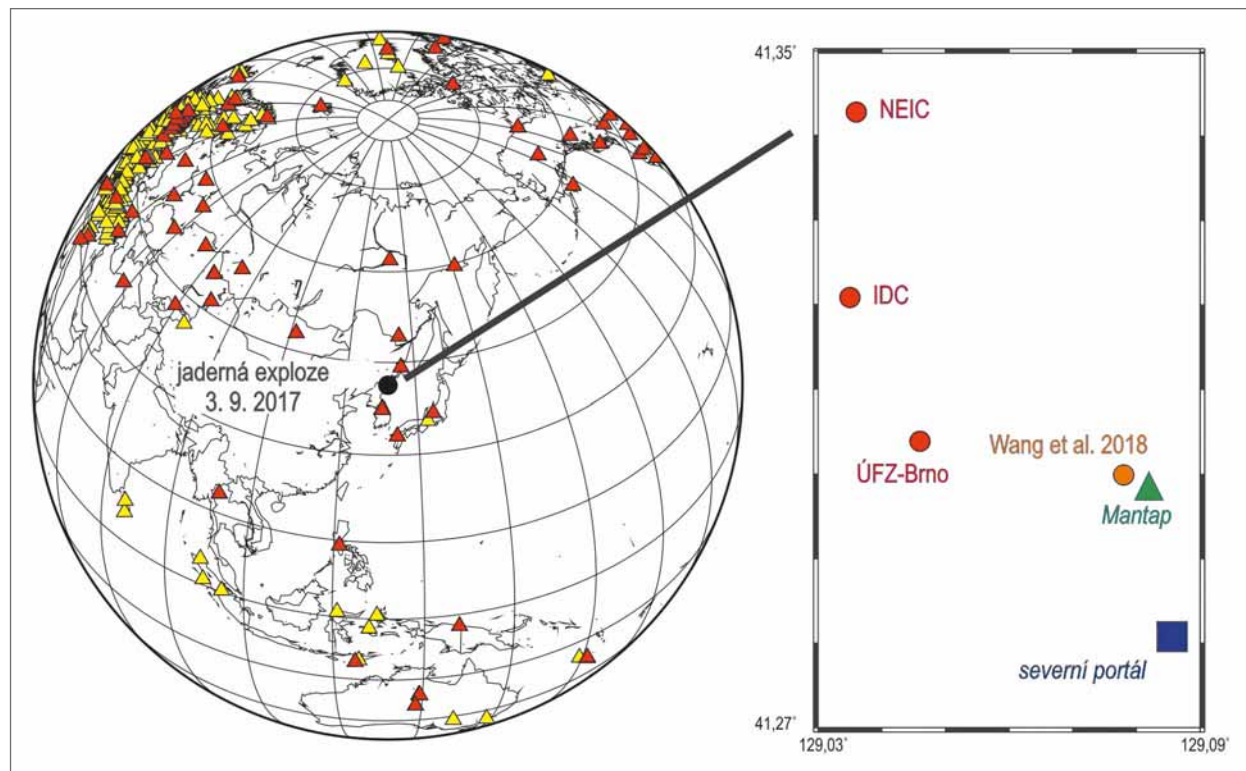
Oproti tomu relativní chyba (tedy změna rozdílu času detekce mezi jednotlivými stanicemi) odvozená pro studovaný prostor střední Evropy (viz obr. 3) by při nejistotě v určení epicentra do 10 kilometrů neměla přesáhnout

úroveň 0,1 sekundy, což je méně než chyba odpovídající nepřesnosti odečtu časů příchoďů P vln na většině stanic použitých v této studii. Lze tedy předpokládat, že velikost relativní chyby zjištěných časových reziduí nepřesáhla úroveň prvních desetin sekundy.

Anomální hodnoty časových reziduí

V rámci studia časových reziduí odečtů P vln ze severokorejské jaderné exploze z roku 2017 byla shromážděna data z velkého množství stanic situovaných po celém světě. Časy detekce P vln byly pak na ÚFZ v Brně odečteny na cca 650 stanicích, mezi nimiž převažovaly stanice evropské (obr. 2). Celkem 205 z těchto stanic je umístěných v obdélníku vymezujícím prostor diskutovaný v této práci, zaměřený na středoevropský region (obr. 3), pro zpracování hodnot v blízkosti okrajů tohoto obdélníku byla zohledněna rezidua na dalších 226 stanicích situovaných v okolí vymezeného prostoru. Výsledný obraz prostorového rozložení zjištěných časových reziduí T_r pak ukazuje několik oblastí s anomálními hodnotami.

Vyšší kladné hodnoty časových reziduí T_r (tedy zpoždění času detekce oproti modelovému předpokladu) byly zjištěny především v západní a severní části Západních Karpat, ve východní části Panonské pánve



Obr. 2: Schematické mapy epicentra severokorejské jaderné exploze a umístění seismických stanic použitých v ÚFZ k lokaci exploze a ke studiu časových reziduí (vlevo – globální měřítko; vpravo – detailní výřez): červené trojúhelníky – stanice využívané k lokaci jaderné exploze; žluté trojúhelníky – další stanice využívané ke studiu časových reziduí; červená kolečka – epicentra exploze určená ze seismických dat; oranžové kolečko – epicentrum určené ze satelitních snímků (Wang et al. 2018); modrý čtverec – severní portál jaderné střešnice Punggye-ri; zelený trojúhelník – vrchol hory Mantap.

Fig. 2: Schematic maps of epicentre of the North Korean nuclear explosion and position of seismic stations used by ÚFZ for location of nuclear explosion and for study of the time residuals (left map – global scale; right map – regional scale): red triangles – stations used for location; yellow triangles – stations used only for study of time residuals; red circles – epicentres of explosion calculated from seismic data; orange circle – epicentre detected using satellite imagery (Wang et al. 2018); blue square – north portal of test site Punggye-ri; green triangle – peak of the Mantap Mt.

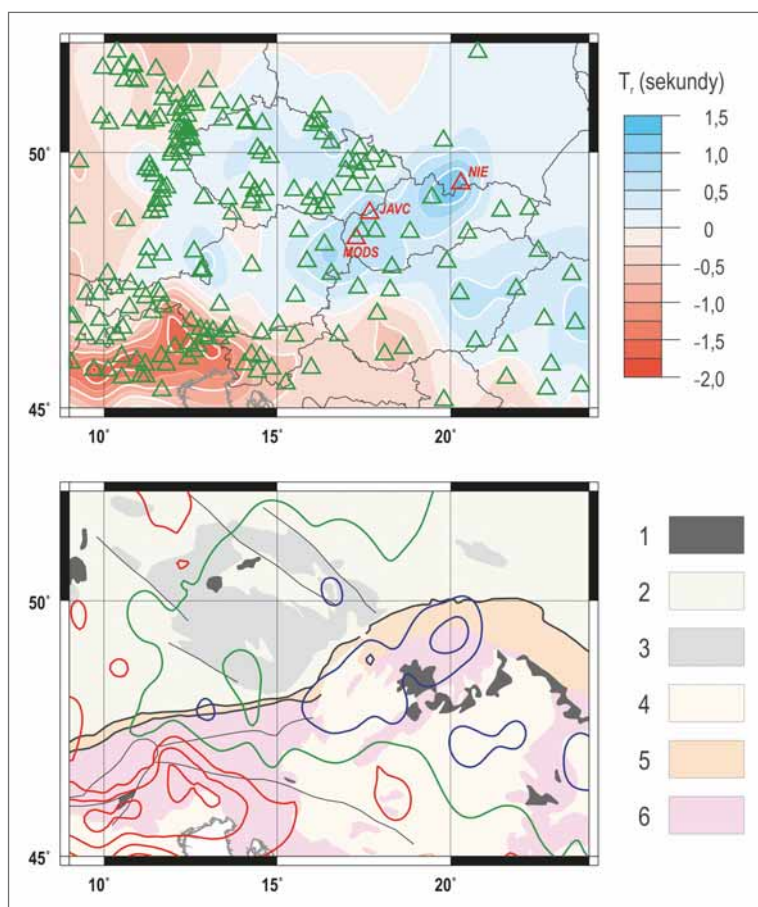
a v regionu Transylvánské vysočiny. Naopak výrazně záporné hodnoty časových reziduí T_r byly pozorovány v širokém prostoru Jižních vápencových Alp a východní části Pádské nížiny.

Největší zpoždění časů detekce seismických vln oproti modelovým předpokladům bylo pozorováno v západní části Západních Karpat, a to zejména na stanicích situovaných v místě s velkou mocností vnějších flyšových příkrovů (stanice JAVC u Velké Javořiny, tj. jižně od Uherského Brodu), popřípadě v jednotkách bradlového pásma (stanice NIE severně od Niedzice a vjv. od Noweho Targu), v jejichž případě dosahovalo zpoždění hodnot 1,2 až 1,3

sekundy. Přibližně sekundové zpoždění podélných vln na stanici JAVC provozované Ústavem fyziky Země bylo známo již od začátku jejího provozu (rok 1996) a bylo přičítáno právě působení více než 7 km mocné (Stráník et al. 1993) polohy sedimentů ve flyšových příkrovech. Seismické profily ukazují, že rychlost podélných vln dosahuje v těchto sedimentech pouze hodnot 3,8 až 4,2 km.s⁻¹ (Hrubcová et al. 2010), které jsou výrazně nižší než modelový předpoklad 5,8 km.s⁻¹ (model IASP91, viz Kennett 1991). Jednoduché propočty Kahánkové (2012) ukázaly, že vliv zmíněných flyšových sedimentů na čas průchodu seismické vlny je významný, ovšem pro dolo-

žené mocnosti příkrovů pod stanicí tento vliv vysvětluje pozorované zpoždění pouze částečně. Jak ukazuje mapa reziduí v tomto článku, zpoždění (byť ve srovnání se stanicemi JAVC a NIE zřetelně menší) bylo pozorováno také na stanicích umístěných ve vnitřních jednotkách Západních Karpat (např. na stanicích MODS a SMOL situovaných v prostoru Malých Karpat dosáhla časová rezidua hodnoty 0,7 sekundy). Je tedy nutné předpokládat ještě další příčinu zpomalení seismických vln, kterou je nutné hledat ne hlouběji než v nejvyšších partiích zemského pláště, protože ovlivňuje také časy detekcí lomených vln Pn (viz časy zpoždění Pn vln na stanici JAVC publikované v práci Kahánkové 2012). Touto příčinou by mohlo být hlouběji položené a zvlněné MOHO rozhraní (viz Godová et al. 2018; Hrubcová et al. 2010), popřípadě přechodová zóna na rozhraní kůry a pláště, jejíž možná existence ale vyplývá pouze z některých seismických profilů (Hrubcová et al. 2008), zatímco jiné ji nepotvrzují (Hrubcová et al. 2010).

Region z. a s. části Západních Karpat, zejména prostor západokarpatského flyše, tedy reprezentuje příklad situace, kdy se vliv nehomogenity litosféry působící na seismický signál v různých hloubkových úrovních vzájemně zesiluje. Příklad opačné situace, kdy dochází k vzájemné eliminaci těchto vlivů, můžeme sledovat ve v. části Panonské pánve. Na jedné straně až více než 5 km mocné sedimenty způsobují zpoždění signálu, na druhé straně tenčí kůra, a tedy výše položené MOHO rozhraní, vede k rychlejšímu průchodu seismických vln (viz Janík et al. 2011; Koulakov et al. 2009; Ren et al. 2013). Ze sumarizovaných 1D modelů publikovaných v práci Janíka et al. (2011) lze snadno odvodit, že vliv sedimentů na výsledný čas detekce by měl převažovat a i přes jeho oslabení rychlejšími partiemi v nejsvrchnější části pláště by měla být doba průchodu seismického paprsku nejsvrchnějšími 35 km litosféry



Obr. 3: Schematické mapy časových reziduí odečtů P vln ze severokorejské jaderné exploze z roku 2017. Nahoře: konturovaná mapa časových reziduí T_r , trojúhelníky vyznačují polohy využitých seismických stanic (červeně jsou vyznačeny stanice JAVC, MODS a NIE jmenované v textu, zeleně ostatní stanice). Dole: geologické schéma (podle Asche 2005, zjednodušeno) s vyznačenými konturami časových reziduí T_r (červeně – izolinie záporných reziduí, modře – izolinie kladných reziduí, zeleně – izolinie $T_r = 0$), legenda: 1 – kenozoické vulkanity; 2 – mesozoické a kenozoické pokryvy alpského předpolí; 3 – variský basement; 4 – neogenní pokryv alpských jednotek; 5 – alpský flyš; 6 – další alpské jednotky.

Fig. 3: Schematic maps of P-wave arrival time residuals from the 2017 North Korean nuclear test. Upper map: Contoured map of time residuals T_r , triangles show positions of used seismic stations (red triangles – stations JAVC, MODS and NIE mentioned in text; green triangles – other stations). Lower map: geological scheme (after Asch 2005, simplified) with contours of the time residuals T_r , (red lines – negative residuals, blue – positive residuals, green – $T_r = 0$), legend: 1 – Cenozoic volcanics; 2 – Mesozoic and Cenozoic cover of Alpine foreland; 3 – Variscan basement; 4 – Neogene cover of Alpine units; 5 – Alpine flysch; 6 – other Alpine units.

v daném místě pomalejší o přibližně 0,4 až 0,6 sekundy (zpoždění T, pozorované pro signál severokorejské exploze na stanicích situovaných ve v. části Panonské pánve dosáhlo hodnoty až 0,7 sekundy).

Nečekané výsledky ukazuje vyhodnocení časových reziduí odečtů P vln severokorejské exploze v prostoru Východních Alp, kde nebyla pozorována výraznější kladná časová rezidua, s výjimkou okolí Salzburku a nejvýchodnějších částí Východních Alp v okolí Vídně, přestože seismické profily ukazují hlubší polohu MOHO rozhraní, popřípadě možnou existenci přechodové zóny na rozhraní kůry a pláště (Brückl et al. 2008; Cassinis 2006; Grad et al. 2009; Hrubcová et al. 2008), což jsou fenomény, které by měly způsobovat zpoždění časů detekce. Kladná časová rezidua v okolí Salzburku korespondují s nižšími rychlostmi příčných vln zjištěnými Behmem (2009) a mohou souviset s nižšími rychlostmi seismických vln v sedimentech alpské molasy a flyše. I když seismické profily ukazují, že v regionu Východních Alp lze většinou očekávat jen malý vliv sedimentů alpského flyše a molasy, na rozdíl od Západních Karpat, rychlosti seismických vln doložené ve spodní kůře refrakčními profily by měly způsobit zpoždění časů detekce podélných vln v prostoru Severních vápencových Alp o až 0,5 sekundy oproti Českému masivu. Časová rezidua podélných vln určená z detekcí signálu severokorejské jaderné exploze však taková zpoždění neukazují.

Příčina nepřítomnosti výraznějších kladných reziduí v regionu Východních Alp může souviset také s výrazně zápornými reziduí v prostoru severoitalských Alp. Seismické profily sice ukazují rychlejší horninové prostředí v prostoru j. od periadriatického lineamentu (tj. v korových jednotkách adriatické mikordesky) ve srovnání s kůrou severnějších jednotek (Cassinis 2006; Grad et al. 2009), rychlosti seismických vln zjištěné v profilech ale nemohou vysvětlit předbíhání pozorovaných časů detekce seismických vln v prostoru Jižních vápencových

Alp jednu až dvě sekundy oproti severnějších jednotkám Východních Alp. Příčinu zrychlení seismických vln oproti modelovým předpokladům lze proto nejspíše hledat hlouběji ve svrchním pláště. Dosud známé výsledky seismické tomografie v prostoru Alp ukazují na existenci laterálních nehomogenit v zemském pláště (Amaru 2007; Karousová et al. 2013; Kind et al. 2017), jejichž vertikální rozměry jsou dostatečné k tomu, aby se významněji projevil na výsledných časových reziduích odečtů seismických vln. Takové hypotetické zrychlení seismického signálu v pláště by mohlo postihnout i paprsky směřující do regionu Severních vápencových Alp a eliminovat tak zpomalující vliv mocnější kůry. Je ovšem nutné přiznat, že tato hypotéza je v této chvíli do značné míry spekulativní a je zde uvedena jen jako jedna z možností, jak vysvětlit pozorované hodnoty reziduí v daném regionu.

Závěr

Výše diskutované příklady pozorovaných časových reziduí podélných vln ze severokorejské jaderné exploze ukazují, jak významně heterogenity v kůře a ve svrchním pláště ovlivňují časy detekovaných seismických vln. Pro regionální a globální seismické monitorování stanicemi situovanými ve střední Evropě (a především na území České republiky) je významným fenoménem především významné (až více než sekundové) zpoždění odečtů, oproti teoretickým odečtům plynoucím z modelu IASP91, v z. části Západních Karpat. Toto zpoždění je způsobeno souběžně nejen mocnými polohami flyšových sedimentů, ale další příčiny lze hledat ve spodní kůře a nejsvrchnějších partiích pláště.

Poděkování

Príspevek vznikl s finanční podporou projektu MŠMT, program č. LM2015079, CzechGeo/Epos. Autor děkuje oběma recenzentům za jejich připomínky.

Literatura

- Amaru, M. (2007). Global travel time tomography with 3-D reference models. – MS, PhD. Thesis. Faculty of Geosciences, Utrecht University.
- Asch, K. (2005). The 1 : 5 Million International Geological Map of Europe and Adjacent Areas. – BGR. Hannover.
- Behm, M. (2009). 3-D modelling of the crustal S-wave velocity structure from active source data: application to the Eastern Alps and the Bohemian Massif. – *Geophysical Journal International*, 179, 265–278. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04259.x>
- Behm, M., Brückl, E., Mitterbauer, U. (2007). A New Seismic Model of the Eastern Alps and its Relevance for Geodesy and Geodynamics. – *VGI Österreichische Zeitschrift für Vermessung & Geoinformation*, 2, 121–133.
- Brückl, E., Bleibinhaus, F., Gosar, A., Grad M., Guterch, A., Hrubcová, P., Keller, G. R., Majdański, M., Šumanovac F., Tiira, T., Yliniemi, J., Hegedüs, E., Thybo, H. (2007). Crustal structure due to collisional and escape tectonics in the Eastern Alps region based on profiles Alp01 and Alp02 from the ALP 2002 seismic experiment. – *Journal of Geophysical Research*, 112, B06308.
- Cassinis, R. (2006). Reviewing pre-TRANSALP DSS models. – *Tectonophysics*, 414, 79–86. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.10.026>
- Gaebler, P., Ceranna, L., Nooshiri, N., Barth, A., Cesca, S., Frei M., Grünberg, I., Hartmann, G., Koch, K., Pilger, Ch., Ross, J. O., Dahm, T. (2019). A multi-technology analysis of the 2017 North Korean nuclear test. – *Solid Earth*, 10, 59–78. <https://doi.org/10.5194/se-10-59-2019>
- Godová, D., Bielik, M., Šimonová, B. (2018). The deepest Moho in the Western Carpathians and its respective crustal density model (CEL12 section). – *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 48, 3, 255–269. <https://doi.org/10.2478/congeo-2018-0011>
- Grad, M., Guterch, A., Mazur, S., Keller, G. R., Špičák, A., Hrubcová, P., Geissler, W. H. (2008). Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. – *Journal of Geophysical Research*, 113, B10304.
- Grad, M., Brückl, E., Majdański, M., Behm, M., Guterch, A., CELEBRATION 2000 and ALP 2002 Working Groups (2009). Crustal structure of the Eastern Alps and their foreland: seismic model beneath the CEL10/Alp04 profile and tectonic implications. – *Geophysical Journal International*, 177, 279–295.
- Hrubcová, P., Šroda, P., CELEBRATION 2000 Working Group (2008): Crustal structure at the easternmost termination of the Variscan belt based on CELEBRATION 2000 and ALP 2002 data. – *Tectonophysics*, 460, 55–75.
- Hrubcová, P., Šroda, P., Grad, M., Geissler, W. H., Guterch, A., Vozár, J., Hegedüs, E., Sudetes 2003 Working Group (2010). From the Variscan to the Alpine Orogeny: crustal structure of the Bohemian Massif and the Western Carpathians in the light of the SUDETES 2003 seismic data. – *Geophysical Journal International*, 183, 611–633.
- Janik, T., Grad, M., Guterch, A., Vozár, J., Bielik, M., Vozárová, A., Hegedüs, E., Kovács, C. A., Kovács, I., Keller, G. R., CELEBRATION 2000 Working Group (2011). Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. – *Journal of Geodynamics*, 52, 2, 97–113.
- Kahánková, L. (2012). Ověření hypotetického vlivu rychlostní anomálie v podloží stanice JAVC (Velká Javorina) na časy příchoďů seismických vln. – MS, bakalářská práce. Masarykova univerzita Brno.
- Karousová, H., Plomerová, J., Babuška, V. (2013). Upper-mantle structure beneath the southern Bohemian Massif and its surroundings imaged by high-resolution tomography. – *Geophysical Journal International*, 194, 2, 1203–1215. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt159>
- Kennett, B. L. N. (1991). IASPEI 1991 Seismological Tables. – Researcher School of Earth Sciences, Australian National University.
- Kind, R., Handy, M. R., Yuan, X., Meier, T., Kämpf, H., Soomro, R. (2017). Detection of a new sub-lithospheric discontinuity in Central Europe with S-receiver functions. – *Tectonophysics*, 700–701, 19–31.
- Koulakov, I., Kaban, M. K., Tesauro, M., Cloetingh, S. (2009). P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data. – *Geophysical Journal International*, 179, 345–366. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04279.x>
- Legendre, C. P., Meier, T., Lebedev, S., Friederich, W., Viereck-Götte, L. (2012). A shear wave velocity model of the European upper mantle from automated inversion of seismic shear and surface waveforms. – *Geophysical Journal International*, 191, 282–304. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05613.x>
- Ren, Y., Grecu, B., Stuart, G., Houseman, G., Hegedüs, E., South Carpathian Project Working Group (2013): Crustal structure of the Carpathian-Pannonian region from ambient noise tomography. – *Geophysical Journal International*, 195, 1351–1369.
- Stráník, Z., Dvořák, J., Krejčí, O., Müller, P., Přichystal, A., Suk, M., Tomek, Č. (1993). The Contact of the North European Epivariscan Platform with the West Carpathians. – *Journal of the Czech Geological Society*, 38, 1–2, 21–29.
- Wang, T., Shi, Q., Nikkhoo, M., Wei, S., Barbot, S., Dreger, D., Bürgmann, R., Motagh, M., Chen, Q. F. (2018). The rise, collapse, and compaction of Mt. Mantap from the 3 September 2017 North Korean nuclear test. – *Science*, 361(6398), 166–170. <http://doi.org/10.1126/science.aar7230>

Dynamické modelování ložisek kaolinu na příkladu ložiska Jimlíkov-východ

Dynamic modelling of kaolin deposits on example of the Jimlíkov-East deposit

František Staněk¹, Jan Jelínek^{1,2}, Radomír Grygar¹✉, Jana Staňková^{1,3},
Marcela Jarošová³

¹ Institut čistých technologií těžby a užití energetických surovin, VŠB-Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 2172/15, Ostrava, 708 00

² Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

³ Katedra matematiky FAST, VŠB-Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 2172/15, Ostrava, 708 00

Key words:

3D modelling, EU commodities, kaolin deposit, visualization, estimates of reserves

✉ radomir.grygar@gmail.com

Editor:

Zdeněk Losos
Marek Slobodník

Abstract

This paper focuses on research within the project TE02000029 Competence Centre for Effective and Ecological Mining of Mineral Resources, granted by The Technology Agency of the Czech Republic, and, more specifically, on the research within its work package WP4 – Spatial modelling of mineral deposits. The focus of this work package is digital modelling of selected non-energetic raw materials, which belong to the critical commodities, as defined by the European Union. For modelling these deposits, suitable mathematical procedures, based on study and re-evaluation of archived data, are needed. One of the selected deposits is a kaolin deposit near the village Jimlíkov near the city Karlovy Vary. In this paper, we show a step-by-step procedure for creation, visualization and evaluation of a 3D model of the deposit. This methodology, along with our recently developed software allows a user to create a variant of this dynamic model for the same or similar types of deposits, enables rapid updating of these models when adding or changing the input data on the basis of new mining exploration or when changing modelling parameters, such as using multiple variations interpolation parameters. Our methodology leads to a more advanced deposit evaluation, including adaptive estimates of the reserves based on the usability requirements we choose.

Doporučená citace článku:

Staněk, F., Jelínek, J., Grygar, R., Staňková, J., Jarošová, M. (2019). Dynamické modelování ložisek kaolinu na příkladu ložiska Jimlíkov-východ. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 109–115.

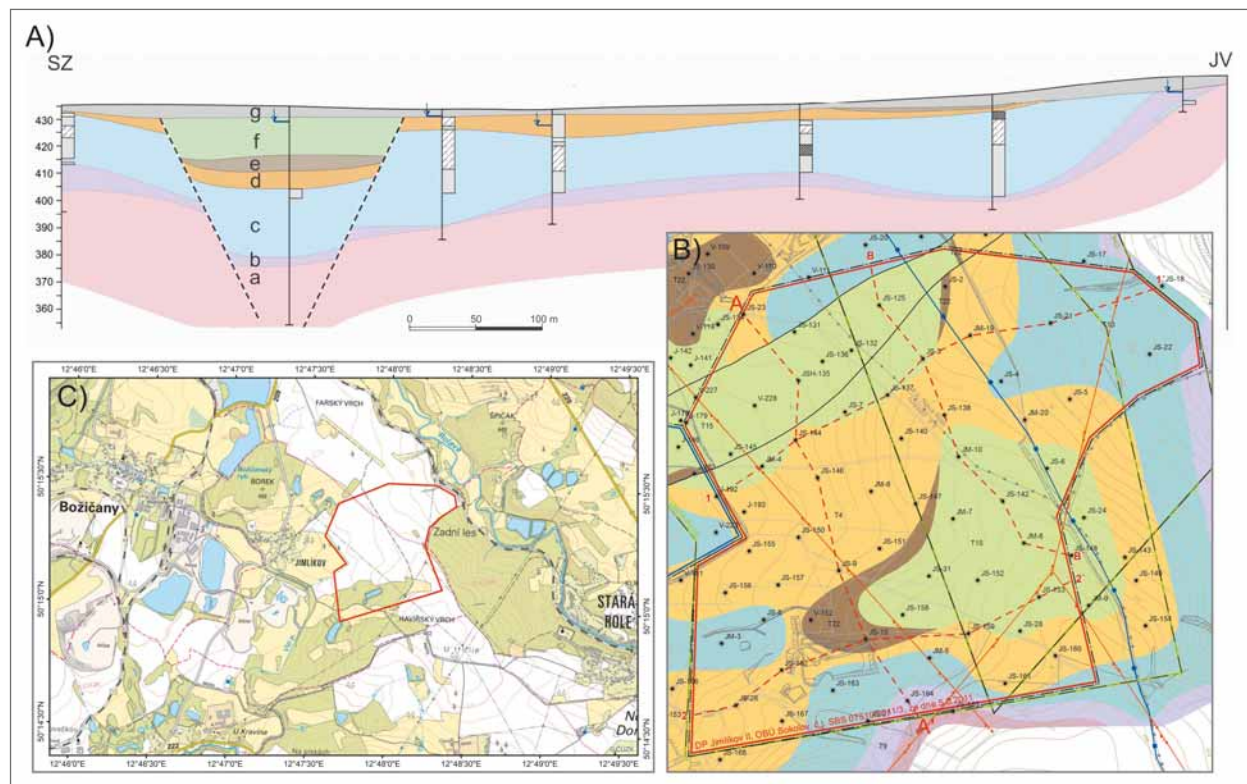
DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-109>

Úvod

Článek popisuje část řešení projektu TA ČR TE02000029 – Centrum kompetence efektivní a ekologické těžby nerostných surovin (CEEMIR), jehož hlavním cílem je revize zásob vybraných neenergetických surovin, které se řadí mezi strategické a kritické komodity EU (Mališ J. et al. 2014). Jednou z částí projektu je Work Package WP4 – Prostorové modelování ložisek nerostných surovin, který se zabývá převedením vybraných ložisek do digitálních modelů s pomocí vhodných matematických postupů na základě studia a přehodnocení dat z archivních materiálů. Část projektu WP4 se zabývala i modelováním ložisek kaolinu jako důležité suroviny v EU. Jedním z řešených ložisek bylo ložisko kaolinu Jimlíkov-východ, nacházející se v okolí obce Jimlíkov asi 5 km západně od Karlových Varů (obr. 1).

Dříve byly zásoby kaolinu stanovovány tak, jak bylo v té době obvyklé, staticky jednoduchými klasickými metodami (Hrzina et al. 1985; Jadrníček et al. 1960; Křelina et al. 1969; Neumann et al. 1992; Skopový et al. 1976; Tvrdý et al. 1986; Tvrdý et al. 2014) podle v té době schválených podmínek využitelnosti.

Ložisko kaolinu Jimlíkov-východ, vystupuje v oblasti sokolovské pánve, která je dílčí pánví systému oháreckého příkopu. Vzniklo kaolinizací žul



Obr. 1: Geologický řez (A) ložiskem kaolínu Jímlíkov, řez A–A' na schematické geologické mapě (B) a topografická mapa s pozicí ložiska (C) (viz červený polygon). Vysvětlivky k litologii společně pro mapu i řez: a – granit; b – kaolín s výplavem pod 15 %; c – kaolín s výplavem nad 15 %; d – kaolinické písky a pískovce (starosedelské souvrství); e – uhlí, uhelné jily a písky slojového pásma Josef (novosedelské souvrství); f – tufy, tufty, bentonity a jíly (novosedelské souvrství); g – kvartér. Podle Tvrdý J. et al. (2014).
 Fig. 1: The geological profile (A) indicated as A–A' in the geological sketch map (B) of the Jímlíkov kaolin deposit and a topographic location map with a position of kaoline deposit indicated (red polygon). Explanatory notes: a – granite; b – kaoline with outwash under 15 %; c – kaoline with outwash over 15 %; d – kaolin sands and sandstones (Staré Sedlo member); e – coal, coal clays and sand of the Josef coal seams zone (Nové Sedlo member); f – tuffs, tuftites, bentonite a clays (Nové Sedlo member); g – Quaternary sediments. According to Tvrdý J. et al. (2014).

karlovarského masivu v období křída až paleogén. Jde o pozůstatky původní zvětralinové kůry, které byly uchovány před denudací. Karlovarský masiv, jenž je součástí rozsáhlého krušnohorského plutonu, tvoří krystalinické podloží ložiska.

V článku jsou popsány jednotlivé kroky tvorby a vizualizace 3D modelu tohoto ložiska od revize všech dostupných archivních materiálů a verifikace a korekce vstupních dat až po vizualizaci kategorií bloků zásob. Pomocí speciálně vytvořeného software je zajištěna kontrola vstupních dat, kompatibilita použitých programů a generování výstupů – odhadů zásob v textové formě a různých typů vizualizace ložiska ve 2D a ve 3D. Tyto metodické postupy spolu s nově vyvinutým programovým vybavením umožňují vytvářet variantní modely ložisek kaolínu, umožňují i rychlé aktualizace modelů při doplnění nebo změně vstupních dat (případně i parametrů modelování). To vede k vytvoření aktivního, dynamického komplexního modelu ložiska kaolínu, do něhož je možno operativně doplňovat informace na základě prováděného těžebního průzkumu a následně okamžitě realizovat variantní odhady zásob podle zadaných podmínek využitelnosti.

V procesu modelování jsou využívány běžně dostupné programové prostředky: MS Excel, programy Surfer (Golden Software 2018a) a Voxler (Golden Software

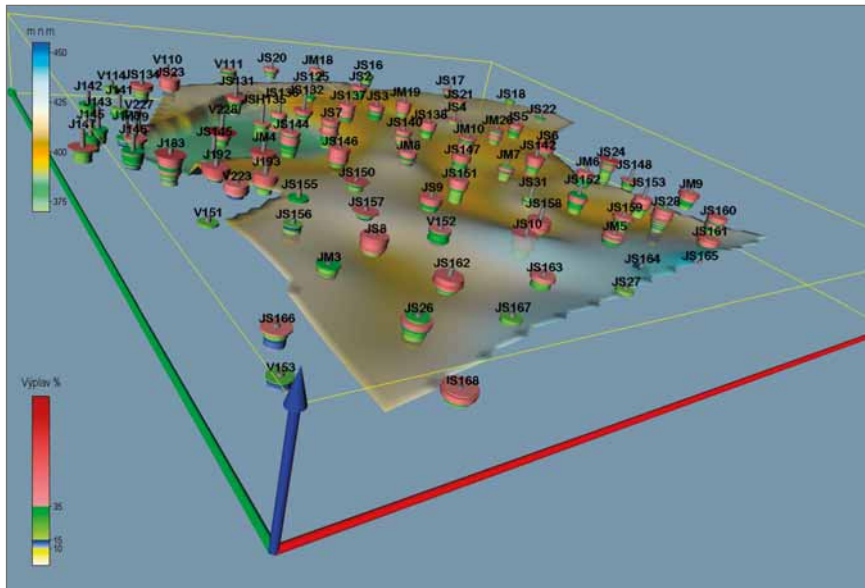
2018b) firmy Golden Software a open-source program SGeMS (Remy et al. 2009). Pro tvorbu speciálních programových aplikací byly použity programovací jazyky: pro tvorbu maker v prostředí MS Office jazyk Visual Basic for Applications (VBA) a pro tvorbu samostatných programů jazyk Visual Basic.

Metodický postup, algoritmy tvorby a výsledky vizualizace 3D modelu ložiska kaolínu

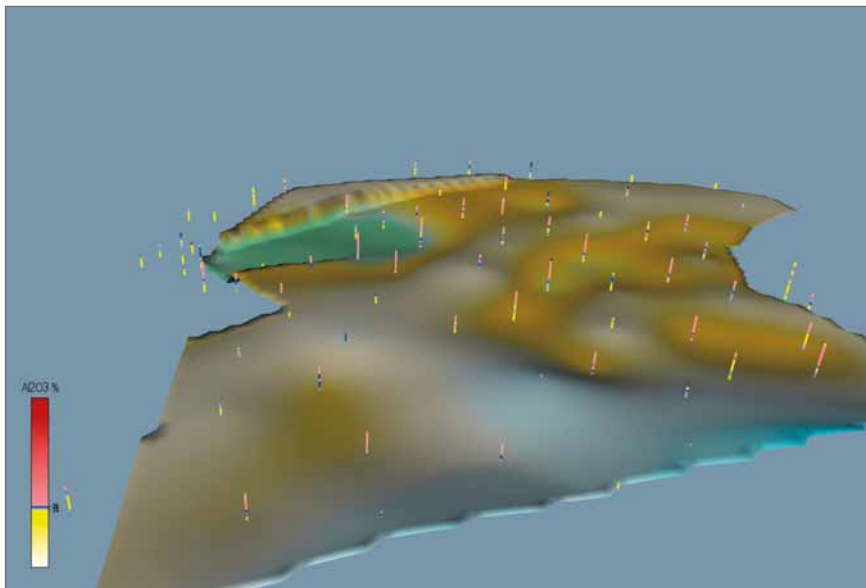
V této kapitole jsou definovány jednotlivé kroky metodického postupu tvorby a vizualizace 3D modelu ložiska kaolínu na příkladu ložiska Jímlíkov-východ. Jednotlivé kroky metodického postupu jsou realizovány tak, aby bylo možno při libovolné změně parametrů tyto kroky programově rychle přepočítat bez nutnosti zdoluhavých ručních postupů. Proto je také možné snadno provést modelování v několika variantách (například s použitím více variant parametrů gridování). Kroky metodického postupu:

1. Revize všech dostupných archivních materiálů.

Zdrojem údajů a informací pro kontrolu vstupních dat byly především dostupné archivní materiály o lokalitě z archivu Geofondu ČR z let 1960 až 1992 (Hrzina et al. 1985; Jadrníček et al. 1960; Křelina et al. 1969; Neumann



Obr. 2: Proporcionální zobrazení obsahu výplavu vzorků spolu s bází výskytu kaolinu.
Fig. 2: Visualization of the kaolin outwash (“Výplav”) proportion in the studied samples with the base occurrence of kaolin.



Obr. 3: Lokalizované údaje obsahu Al_2O_3 spolu s bází výskytu kaolinu.
Fig. 3: Localized Al_2O_3 content data together with the base occurrence of kaolin.

Tab. 1: Kategorizace keramických kaolinů na Karlovarsku.

Tab. 1: Categorization of ceramic kaolin in the Karlovy Vary region.

Kategorie (třída)	Výplav [%]	Al_2O_3 [%]	Fe_2O_3 [%]	TiO_2 [%]	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ [%]	Použití
K1	> 15	> 36	< 0,9	< 0,3	< 1,1	Kaolin pro výrobu porcelánu
K2	> 15	> 36	< 1,1	< 0,4	< 1,2	
K2A	> 15	34–36	–	< 0,5	< 1,2	Kaolin titaničitý
K51	> 10	> 36	–	< 0,3	< 1,0	
K2B	> 15	> 36	–	> 0,4	< 1,6	
K3B	> 15	> 36	–	> 0,5	< 2,0	Kaolin pro ostatní keramický průmysl
K4B	> 15	> 34	–	> 0,5	< 2,5	
K3	> 15	> 34	–	< 0,5	< 1,6	Kaolin pro ostatní keramický průmysl
K4J	> 35	> 34	–	–	< 5,0	
K4	> 15	–	–	–	< 3,0	Nevhodný kaolin
K5 (NEG)	> 10	–	–	–	> 3,0	

et al. 1992; Skopový et al. 1976; Tvrdý et al. 1986) a závěrečná zpráva (Tvrdý et al. 2014).

2. Verifikace a korekce vstupních dat.

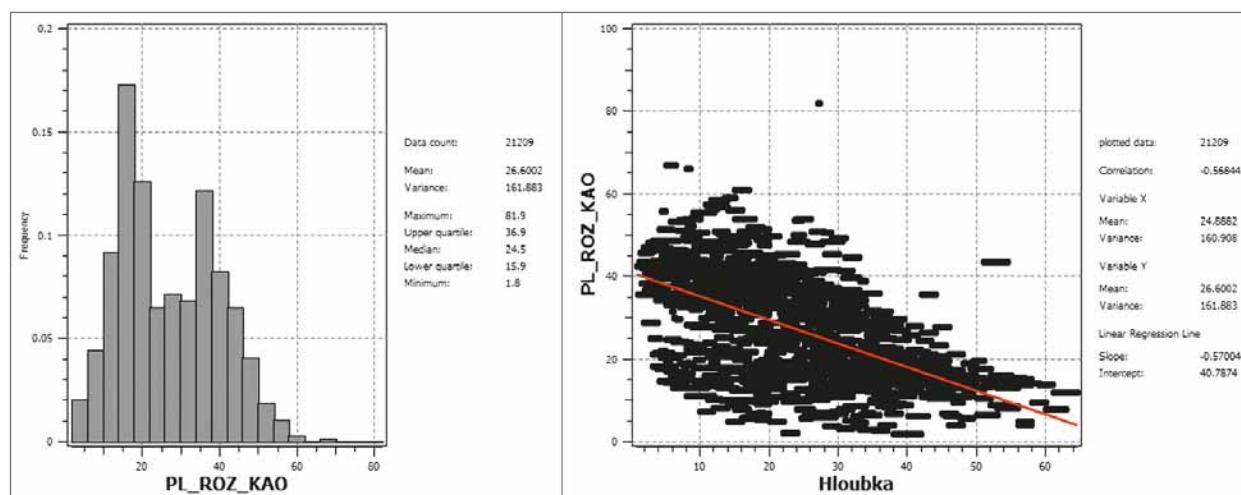
Verifikace vstupních dat byla prováděna konfrontací s archivními materiály a také s pomocí vizualizace (ve 2D a ve 3D) a srovnáním s příslušnými archivními horizontálními a vertikálními řezy (viz krok 1). Přitom byly zjištěny chyby, které byly způsobeny nejen překlepy souvisejícími s digitalizací archivních podkladů. Chybné údaje byly v maximální možné míře opraveny. Do výpočtu tak vstupují údaje z 85 průzkumných vrtů z let 1960 až 1990 a 1098 analyzovaných vzorků (obr. 2), u kterých byly na základě obsahů výplavu, Al_2O_3 , Fe_2O_3 a TiO_2 dopočteny kategorie (třídy) zásob podle tabulky 1.

3. Výpočet a vizualizace prostorové lokalizace vstupních dat.

Opravené a doplněné vstupní údaje (geometrické parametry průzkumných děl a vzorky s obsahy technologických parametrů) se s pomocí makra rozdělí po 10 cm úsecích na jednotného nositele (celkem 21 209) a prostorově se lokalizují ve středu každého úseku. Tyto údaje jsou vstupem pro další zpracování: pro výběr dat pro tvorbu horizontálních a vertikálních řezů, pro statistické analýzy, gridování, vizualizaci ve 2D a 3D aj. Jako příklad jsou na obrázku 3 zobrazeny lokalizované údaje obsahu Al_2O_3 .

4. Statistické zpracování technologických parametrů.

Základní statistické zpracování technologických parametrů je prováděno v prostředí SGeMS (Remy et al. 2009). Ukázka výstupu je na obrázku 4 – histogram četností výplavu a regresní závislost výplavu na hloubce.



Obr. 4: Histogram četností parametru výplav (vlevo) a regresní závislost výplavu na hloubce (vpravo).

Fig. 4: Histogram of frequency of the kaolin outwash = PL_ROZ_KAO (left) and regression dependence of the kaolin outwash on the depth = Hloubka (right).

5. Modelování báze a stropu výskytu kaolinu a celkové litologie ložiska.

Výsledkem práce geologů bylo vytvoření 2D gridů osmi geologických vrstev od krystalinického podloží až po povrch. Na jejich základě byly vytvořeny gridy báze (obr. 3) a stropu výskytu kaolinu, kterými je omezen 3D model ložiska. V průběhu těžby je nezbytné pravidelně aktualizovat grid stropu výskytu kaolinu.

6. Zobrazení vstupních dat ložiska kaolinu ve 3D v prostředí Voxler, vytvoření 3D gridů obsahů technologických parametrů a export 2D gridů v jednotlivých horizontech ve formátu Surfer (program Kaolin_A).

Program Kaolin_A vygeneruje 3D gridy jednotlivých technologických parametrů podle zadaných parametrů anizotropie, geometrie gridu a výběru vzorků pro interpolaci (tyto parametry lze měnit a vytvářet tak varianty modelů ložiska) a exportuje je také ve formě série horizontálních 2D gridů pro další zpracování. Každý bod 3D gridu pak představuje blok zásob kaolinu zadané velikosti (například $10 \times 10 \times 1$ m). Program Kaolin_A vygeneruje v prostředí Voxleru i různé způsoby zobrazení aktualizovaných dat (viz krok 3) a 3D gridů jednotlivých technologických parametrů. Na obrázku 5 je ukázka jednoho z výstupů programu Kaolin_A – vizualizace obsahu Al_2O_3 .

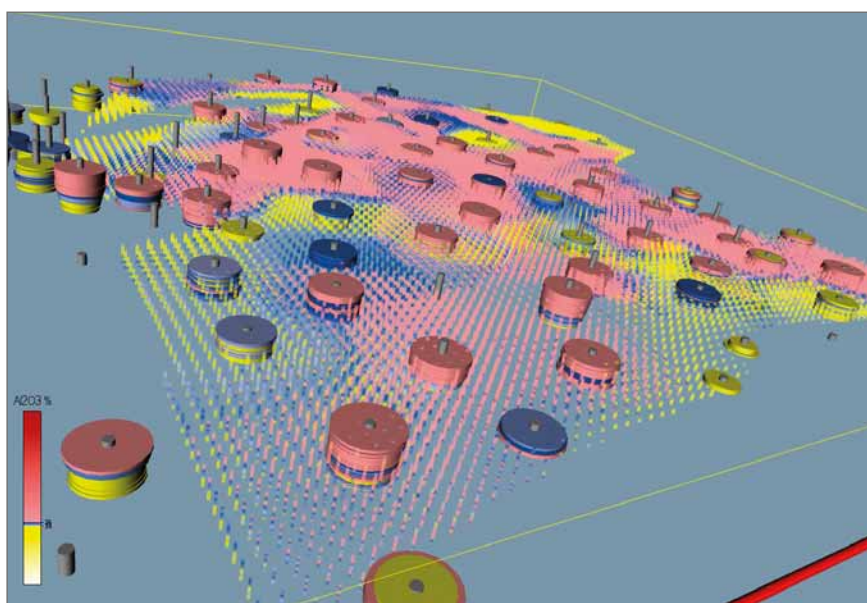
7. Kategorizace bloků zásob ve 2D gridech jednotlivých horizontů na základě gridů technologických parametrů exportovaných programem Kaolin_A a zadaných parametrů kategorií zásob, převedení 2D gridů kategorií bloků zásob do 3D gridu a odhad zásob ložiska (program Kaolin_Viz).

První z modulů programu Kaolin_Viz provede kategorizaci bloků zásob na základě gridů technologických parametrů exportovaných programem Kaolin_A (viz krok 6) a zadaných parametrů kategorií zásob (tab. 1). Kódy kategorií bloků zásob jsou pro další zpracování uchovány jednak ve formě série horizontálních 2D gridů, jednak ve formě 3D gridu. Tento modul současně provádí odhad zásob kaolinu ložiska v textové formě.

8. Vizualizace horizontálních řezů ve 2D v prostředí Surfer (program Kaolin_Viz).

Druhý z modulů programu Kaolin_Viz postupně generuje a zobrazuje uživatelem zadané horizontální řezy bloků zásob ve 2D v prostředí Surfer v zadaném měřítku. Na obrázku 6 je vizualizace jednoho ze série takto vygenerovaných horizontálních řezů v prostředí Surfer. Zapínáním, případně vypínáním objektů v levém okně (obr. 6) lze zobrazit:

- Kategorie bloků zásob kaolinu řezu (objekt Kategorie).



Obr. 5: 3D vizualizace obsahu Al_2O_3 – zobrazení 3D gridu pomocí ScatterPlot.

Fig. 5: 3D visualization of the Al_2O_3 content – depicting the 3D grid via ScatterPlot.

- Obsahy Výplavu (objekt Vyplav), Al_2O_3 (objekt Al_2O_3), Fe_2O_3 (objekt Fe_2O_3), TiO_2 (objekt TiO_2) a $Fe_2O_3 + TiO_2$ (objekt $Fe_2O_3+TiO_2$) bloků řezu.
- Color Scale Kategorii bloků zásob kaolinu (objekt Color Scale Kategorie), obsahu Výplavu (objekt Color Scale Vyplav), obsahu Al_2O_3 (objekt Color Scale Al_2O_3), obsahu Fe_2O_3 (objekt Color Scale Fe_2O_3), obsahu TiO_2 (objekt Color Scale TiO_2) a obsahu $Fe_2O_3 + TiO_2$ (objekt Color Scale $Fe_2O_3+TiO_2$) bloků řezu.
- Pozice a názvy vrtů v řezu (objekt Vrty).
- Hodnoty údajů o jednotlivých blocích zásob (objekt Bloky).
- Obvod ložiska (objekt Obvod ložiska).
- Jednotlivé osy souřadného systému (Objekty Right Axis, ...).

Po nastavení měřítka objektu Map, případně po dalších formálních doplněních, lze každý takový řez přímo tisknout na vhodné výstupní zařízení.

9. Vizualizace sítě vertikálních řezů ve 2D v prostředí Surfer (program Kaolin_Viz).

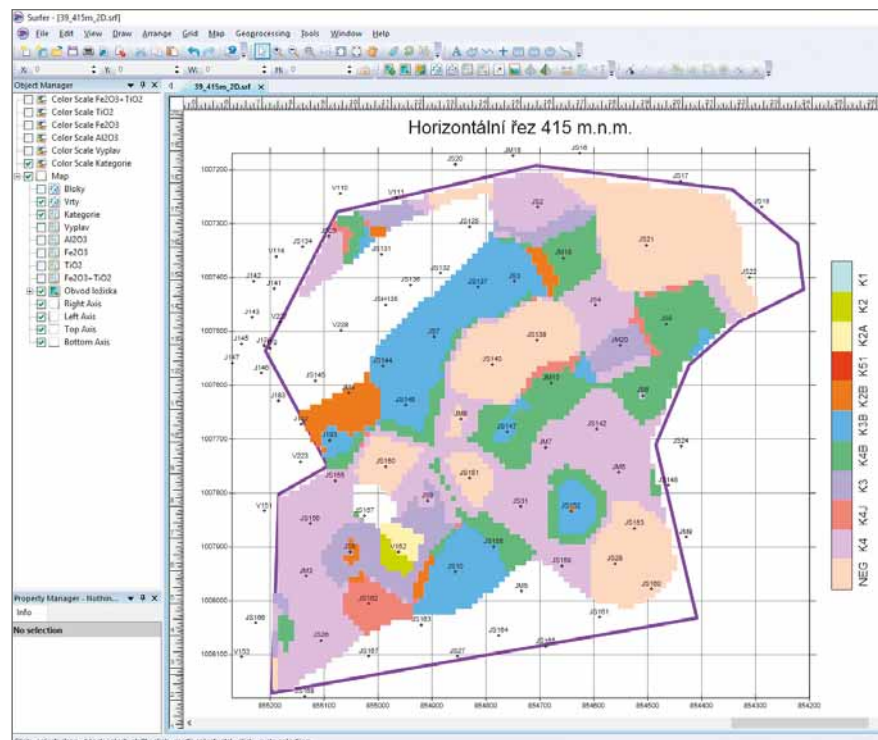
Třetí z modulů programu Kaolin_Viz postupně generuje a zobrazuje uživatelem zadanou síť vertikálních řezů XZ a YZ bloků zásob ve 2D v prostředí Surfer v zadaném měřítku. Na obrázku 7 je vizualizace jednoho ze série takto vygenerovaných vertikálních řezů v prostředí Surfer. Zapínáním, případně vypínáním objektů v levém okně (obr. 7) lze navíc zobrazit:

- Pozice, názvy a vzdálenost od řezu vrtů vybraných do řezu (objekt Vrty_vzdálenost).
- Hodnoty údajů o jednotlivých vzorcích ve vrtech (objekt Vrty_Samples).
- Průběhy vrtů vybraných do řezu (objekt Průběhy vrtů).
- Úseky do řezu vybraných vrtů se vzorky kategorií K1, K2, ..., NEG (objekty Base_K1, Base_K2, ..., Base_NEG).
- Průběh báze (objekt Báze kaolinu) a stropu (objekt Strop kaolinu) výskytu kaolinu v řezu.

Po nastavení měřítka objektu Map, případně po dalších formálních doplněních, lze každý takový řez přímo tisknout na vhodné výstupní zařízení.

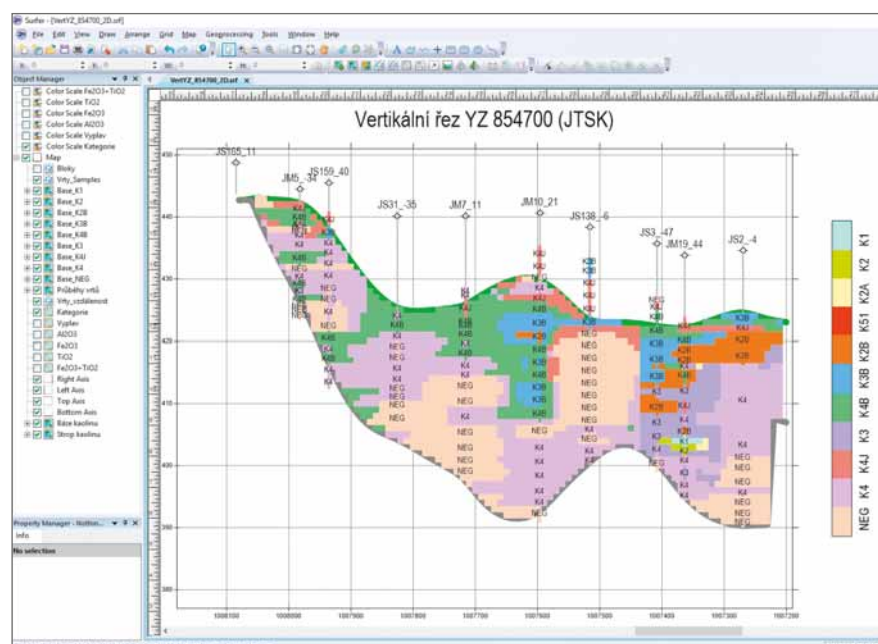
10. Vizualizace kategorií bloků zásob ve 3D v prostředí Voxler (program Kaolin_Viz).

Čtvrtý z modulů programu Kaolin_Viz realizuje různé způsoby vizualizace kategorií bloků zásob ve 3D v prostředí Voxler. Na obrázku 8 je ukázka jednoho ze způsobů vizualizace, v levé části je okno se strukturou



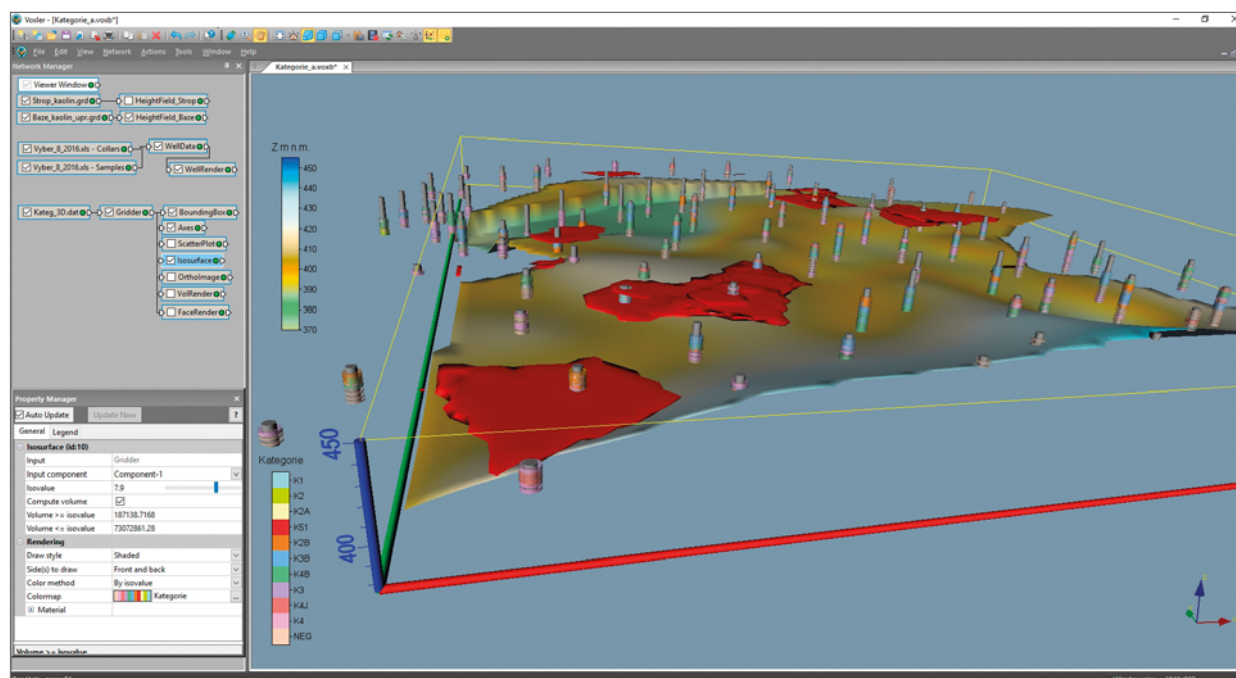
Obr. 6: Vizualizace horizontálního řezu 415 m. n. m. v prostředí Surferu.

Fig. 6: Visualization of a horizontal section 415 m a. s. l. in the Surfer environment.



Obr. 7: Vizualizace vertikálního řezu YZ 854700 v prostředí Surferu.

Fig. 7: Visualization of the vertical section YZ 854700 in the Surfer environment.



Obr. 8: 3D vizualizace kategorií bloků zásob – zobrazení obálky těles kategorií K1, K2, K2A a K51 (Isosurface) a báze výskytu kaolinu.

Fig. 8: 3D visualization of categories of blocks of reserves – display of an envelope of the solids of the K1, K2, K2A and K51 categories (Isosurface) and base for the occurrence of kaolin.

jednotlivých modulů Voxleru vygenerovaných programem Kaolin_Viz.

11. Případné doplnění vstupních údajů na základě prováděného těžebního průřezu a přechod ke kroku 6.

V případě doplnění vstupních údajů na základě prováděného těžebního průřezu je nezbytné doplněné údaje zpracovat tak, jak bylo popsáno v krocích 2 až 4. Při probíhající těžbě je také nezbytné zaktualizovat grid stropu výskytu kaolinu (viz krok 5). Poté je vše připraveno pro aktualizaci modelu a jeho vizualizaci postupem popsaným v krocích 6 až 10.

Diskuze

Poslední dostupný výpočet zásob popisované lokality byl proveden metodou geologických bloků (Tvrdý et al. 2014). Při její aplikaci je objem zásob roven součinu plochy bloku a průměrné mocnosti suroviny. Plocha bloků se, jak známo, určuje z mapového podkladu na základě ložiskového hodnocení archivních vrtů (identifikace bilančních, nebilančních a negativních vrtů), přičemž pravidlo pro interpolaci bylo stanoveno na 1/3 vzdálenosti mezi bilančním a negativním vrtem pro bilanční zásoby, 1/2 vzdálenosti mezi bilančním a nebilančním vrtem pro bilanční zásoby a 1/2 vzdálenosti mezi nebilančním a negativním vrtem pro nebilanční zásoby.

Uplatnění našeho, v článku popisovaného metodického postupu, a především nově vyvinutého softwaru je novátorské hlavně v tom, že modelování je (na rozdíl od dříve používaných statických metod) realizováno dynamicky, kdykoliv tak lze operativně doplnit vstupní informace na základě prováděného těžebního průřezu a v reálném čase provést variantní odhady zásob podle zadaných podmínek využitelnosti. Okamžitě se

také vygenerují grafické výstupy – vizualizace obsahů technologických parametrů a kategorií bloků zásob ložiska ve 2D v nadstavbě prostředí programu Surfer (série horizontálních a vertikálních řezů v uživatelem zadané hustotě) a ve 3D v prostředí programu Voxler.

V procesu realizace modelování ložiska kaolinu Jimlíkov – východ byly velmi pracné opravy zjištěných chyb z archivních vstupních dat, tak jak bylo popsáno v krocích 1 a 2 metodického postupu. Tento proces se ale provedl pouze jednou a při opakování výpočtu v případě doplnění nových vstupních dat už je tento problém eliminován.

Závěr

Předkládaná metodika modelování ložiska kaolinu je unikátní v tom, že specifikuje jednotlivé kroky metodického postupu od pořízení potřebných vstupních údajů z archivní dokumentace, přes uplatnění moderních algoritmů tvorby variantních 3D modelů ložiska, až po odhady zásob a vizualizaci kategorií bloků zásob.

Pomocí speciálně vytvořeného programového vybavení je zajištěna kontrola vstupních dat, kompatibilita použitých programů (MS Excel, Surfer, Voxler, SGeMS) a je také realizováno automatické generování výstupů – různých typů vizualizace ložiska ve 2D a ve 3D.

Tato metodika spolu s nově vyvinutým programovým vybavením umožňuje vytvářet variantní modely ložiska kaolinu, umožňuje také rychlé aktualizace těchto modelů při doplnění nebo změně vstupních dat (případně i parametrů modelování – například použití více variant parametrů interpolace). Uplatnění popsaných metodických postupů vede k vytvoření aktivního, dynamického a komplexního modelu ložiska kaolinu, do něhož lze operativně doplňovat informace na základě prováděného

těžebního průzkumu včetně realizace variantních odhadů zásob podle zadaných podmínek využitelnosti.

Poděkování

Děkujeme editorům a recenzentům za kritické přečtení rukopisu a připomínky, které vedly ke zkvalitnění výsledného textu. Článek byl připraven za podpory projektu TAČR TE02000029 – CEEMIR (Centrum kompetence efektivní a ekologické těžby nerostných surovin).

Literatura

- Hrzina, P. et al. (1985). Jimlíkov II. – MS, závěrečná zpráva. Geindustria. Praha.
- Jadrníček, P. et al. (1960). Božičany. – MS, závěrečná zpráva. Nerudný průzkum. Praha.
- Křelina, B. et al. (1969). Jimlíkov. – MS, závěrečná zpráva. Geindustria. Praha.
- Neumann, J. et al. (1992). Jimlíkov-sever II. – MS, závěrečná zpráva. GMS. Praha.
- Remy, N., Boucher, A., Wu, J. (2009). Applied geostatistics with SGeMS: a user's guide. – Cambridge University Press, New York, 264 s.
- Skopový, J. et al. (1976). Božičansko sever. – MS, závěrečná zpráva. Geindustria. Praha.
- Tvrdý, J. et al. (1986). Jimlíkov-sever. – MS, závěrečná zpráva. Geindustria. Praha.
- Tvrdý, J. et al. (2014). Závěrečná zpráva Jimlíkov-východ (přehodnocení ložiska keramického kaolinu a cihlářské suroviny Jimlíkov-sever v dobývacím prostoru Jimlíkov II). – MS, závěrečná zpráva. GET s.r.o. Praha.
- Mališ, J. et al. (2014). Centrum kompetence efektivní a ekologické těžby nerostných surovin. – Dostupné na: <https://www.hgf.vsb.cz/511/cs/Projekty/CEEMIR/>, 21.2.2019.
- Golden Software (2018a). Surfer. Explore the depths of your data. – Dostupné na: <http://www.goldensoftware.com/products/surfer/features>, 21.2.2019.
- Golden Software (2018b). Voxler. Power forward into 3D visualization. – Dostupné na: <https://www.goldensoftware.com/products/voxler/features>, 21.2.2019.

Střednopleistocenní sesuv na svazích Dražanské vrchoviny u Viničných Šumic

Middle Pleistocene landslide on the slopes of the Dražany Highlands close to Viničné Šumice village

Pavla Tomanová Petrová¹✉, Oldřich Krejčí¹, Nela Doláková², Helena Gilíková¹, Šárka Hladilová³, Kamil Zágoršek⁴

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno

² Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno

³ Katedra biologie, Pedagogická fakulta, Univerzita Palackého, Purkrabská 2, 771 40 Olomouc

⁴ Katedra geografie, Fakulta přírodně-humanitní a pedagogická, Technická Univerzita v Liberci, Studentská 1402/2, 461 17 Liberec 1

Key words:

Lower Badenian, Carpathian Foredeep, landslides, Foraminifera, Bryozoans, Molluscs, Palynology

✉ pavla.petrova@geology.cz

Editor:

Martin Ivanov

Abstract

In 2018 an excavation of 20 × 20 m large and up to 5 m thick calcareous clays of the Langhian age was found. Rich and diversified assemblages of foraminifers with species *Orbulina suturalis* Brön. and *Martinotiella karreri* (Cush.) indicate early Badenian (in sense of the Central Paratethys regional stratigraphy) age of the sediments, zone M5b sensu Berggren et al. (1995). Various deformed lenses and layers of fine-grained sand with several blocks of white calcareous silts and with two layers of clayey sediments with pebbles were found. The identified outcrop is part of a large landslide situated at the western margin of the Carpathian Foredeep. Samples determining the age of the landslide movements were taken from Badenian clays and from slope sediments with pebbles for study of palynomorphs. Very rich and diversified fauna was described mainly from the fine-grained sand creating layers in calcareous clays. The assemblage contained tests of foraminifers, spines of the echinoids, fragments of sponge spicules, rich fragments of molluscs and zoaria of bryozoans, worms – *Ditrupea cornea* (Linnaeus, 1758), *Serpula* sp., ?*Serpulidae* indet., fragments of brachiopods, arthropods, coral, ostracods, teleostei etc. The findings from the Badenian and Quaternary periods were mixed by slope movements. Large landslide in the Middle Pleistocene was the terminal gravity process in the area of Viničné Šumice.

Úvod

V roce 2018 byl během výkopových prací na pozemku rodinné pekárny KULHÁNEK & DRÁPAL s.r.o. mezi obcemi Viničné Šumice a Vítovice (v. od Brna – obr. 1) odkryt zářez o velikosti 20 × 20 m a výšce stěny místy až do 5 m. Zářez odkryl vápnité jíly badenského stáří, ve kterých byly různě deformované čočky a polohy jemnozrnného písku s několika bloky bílých vápnných prachů (slínů) a s 2 polohami hlinitých sedimentů s valouny (obr. 2). Výchoz je součástí rozsáhlého sesuvu situovaného při z. okraji karpatské předhlubně. Z obou poloh písčito-prachovitých sedimentů (svahovin), které se nacházejí uvnitř deformovaných badenských jílu, byly odebrány vzorky na určení palynomorf za účelem zjištění stáří sesuvných pohybů. Souběžně byla z jílu až písku zpracována bohatá mikrofauna.

V současné době je již výkop zasypán a zastavěn.

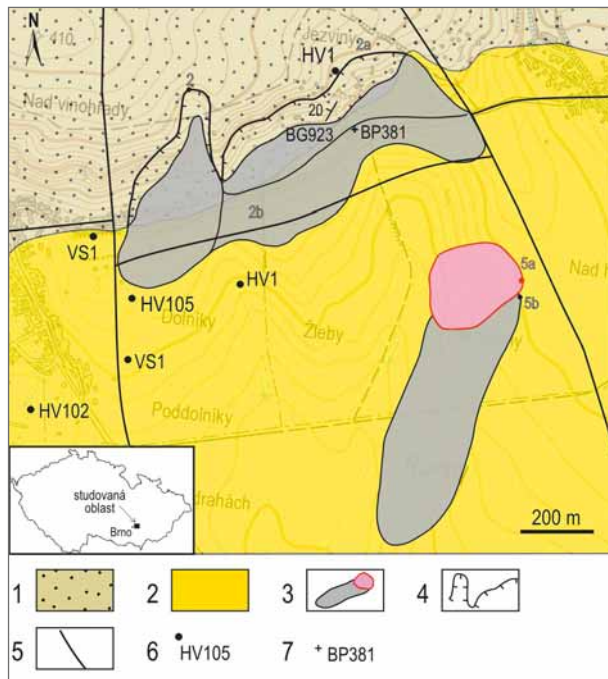
Geologie širšího okolí

Podle regionálně-geologického členění ČR se širší okolí lokality nachází na rozhraní dvou geologických jednotek Českého masivu a karpatské předhlubně.

Doporučená citace článku:

Tomanová Petrová, P., Krejčí, O., Doláková, N., Gilíková, H., Hladilová, Š., Zágoršek, K. (2019). Střednopleistocenní sesuv na svazích Dražanské vrchoviny u Viničných Šumic. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku.*, 26, 1–2, 116–123.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-116>



Obr. 1: Pozice studované lokality (dokumentační bod BP381), geologická stavba se zákřesem sesuvu a vrty z vrtné databáze [zdroje: https://mapy.geology.cz/vrtna_prozkoumanost/, www.geology.cz/svahovenestability, geologická mapa upravena podle Gilíkové, Hladila eds et al. (2011a) a Brzobohatého, ed. (1989)]. Legenda: 1 – myslejovické souvrství; 2 – spodnobadenské jíly; 3 – sesuvy, červeně sesuv aktivní; 4 – odlučná hrana; 5 – zlomy; 6 – vrty; 7 – dokumentační bod. Fig. 1: Position of the locality (reference point BP381), geological structure with a plot of the landslide and boreholes from the drilling database [sources: https://mapy.geology.cz/vrtna_prozkoumanost/, www.geology.cz/svahovenestability, geological map modified by Gilíková, Hladil eds et al. (2011a) and Brzobohatý, ed. (1989)]. Legend: 1 – the Myslejovice Formation; 2 – Lower Badenian clays; 3 – landslides; active landslide (red); 4 – rupture zone; 5 – faults; 6 – boreholes; 7 – reference point.

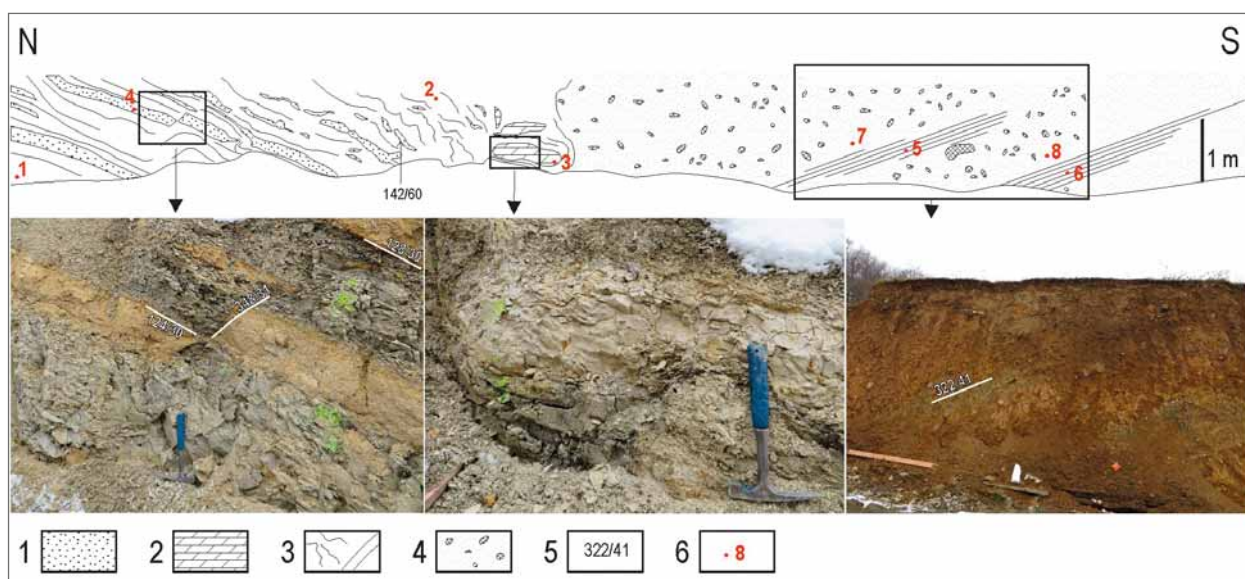
Na svazích v okolí Viničných šumic, vč. Hynčicovy skály, vystupují sedimenty paleozoika Dražanské vrchoviny (obr. 1). Jedná se o flyšové sedimenty myslejovického souvrství spodnokarbonského stáří, resp. o račické slepence, ve kterých se vyskytují občasné polohy drob (Gilíková, Hladil eds et al. 2011a, b). Sedimentace račických slepenců odpovídá goniatitové zóně Goa a v nejvyšší části zóně Goß.

Karpatská předhlubeň je v zájmovém území nejčastěji (plošně i vertikálně) zastoupena sedimenty spodního badenu. Jejich souvislý výskyt je omezen na j. okraj území zhruba po linii Brno–Hády–Líšeň–Horákov–Pozořice–Viničné šumice–Luleč. V rousínovsko-vyškovském úseku dílčí badenské předhlubně jsou známé mocnosti těchto sedimentů přes 600 m (vrt Rousínov 1 – 665 m; Adamová et al. 1975).

Na základě litologického složení lze uloženiny badenu rozdělit na facii bazálních klastik a pelitickou s převahou vápnatých jílu. Facie bazálních klastik je zejména při okraji pánve tvořena písky a šterky. Změna bazálních klastik do nadložní pelitické facie svědčí o náhlém prohloubení pánve. Ve vyšších částech paleoreliéfu transgredují jíly přímo na paleozoikum.

Podle litologického profilu hydrogeologického vrtu HV-105 (Skoupilová 1974), který byl odvrtnán při j. okraji sesuvného území, se ve svrchní části profilu spodnobadenskými sedimenty do hloubky 133,5 m nachází vápnaté jíly, pod nimiž se až do konečné hloubky 160 m vrtu nacházejí bazální pískovce a písky.

Kontakt sedimentů spodního badenu při sz. okraji karpatské předhlubně s paleozoikem Dražanské vrchoviny je transgresivní, ale byl také silně ovlivněn aktivitou podél okrajového zlomu karpatské předhlubně jz.–sv. směru. Tento zlom je významnou tektonickou strukturou prvního řádu (linie A25; Blížkovský et al. 1988) a je porušen četnými mladšími zlomy jv.–sz. směru (obr. 1).



Obr. 2: Zobrazení vztahů sedimentů studované lokality s pozicemi studovaných vzorků 1/18–8/18 (nakresleno na základě fotografií). Legenda: 1 – písky; 2 – prachy; 3 – jíly; 4 – svahoviny; 5 – strukturální měření; 6 – místo odběru vzorku.

Fig. 2: Sketch of relations of sediments of the studied locality with the positions of studied samples 1/18–8/18 (drawn on the basis of photographs). Legend: 1 – sands; 2 – silts; 3 – clays; 4 – colluvial deposits; 5 – structural measurement; 6 – sample position.

Svahy sz. okraje karpatské předhlubně byly pro svou strmost velmi nestabilní a již během badenu docházelo ke vzniku rozsáhlých kerných sesuvů, které byly postupně stabilizovány nárůstem mocnosti badenských sedimentů výplně karpatské předhlubně.

Výraznou pokleslou krou z tohoto období je např. kra, na níž byl odvrátán vrt HV-105, kde je dosud přesně nezjištěná vysoká mocnost miocenních sedimentů (přes 160 m). V období svrchního miocénu, pliocénu a kvartéru docházelo dále k vývoji sesuvů na strmých svazích pánve karpatské předhlubně, tyto sesuvy však již nikdy nedosáhly rozměrů sesuvů z období sedimentace spodního badenu a těsně po ní.

Metodika

Vykopáný odkryv byl zdokumentován dle standardních mapovacích geologických prací a zaznamenán do databáze dokumentačních bodů ČGS (dokumentační bod BP381, GPS: N 49°13.02155', E 16°50.28138'). Z výchozu byly postupně odebrány vzorky 1/18–8/18 (pozice vzorků viz obr. 2) k dalšímu zpracování.

Vzorky na mikropaleontologická studia (foraminifery, mechovky, měkkýši) byly namočený do roztoku jedlé sody a vyplaveny na sítu o velikosti ok 0,063 mm. Následně byla rezidua studována pod binokulárním mikroskopem NIKON SMZ 745T, byly vybrány fosilie a determinovány. Pro studium foraminifer bylo zpracováno celkem 8 vzorků (1/18–8/18). Měkkýši a mechovky byly studovány ze vzorku 4/18. Vzorky pro palynomorfy byly odebrány z písčito-prachovitého sedimentu z bodů 7/18 a 8/18. Palynomorfy byly ze sedimentů získány macerací za pomoci 10% HCl (po dobu 24 hod.) a 30% HF (po dobu 2 dnů). Pro zkoncentrování obsahu palynomorf bylo využito těžké kapaliny $ZnCl_2$. Determinace palynomorf byla prováděna optickým mikroskopem Nikon Alphaphot 2. Z obou vzorků byly studovány vždy 3 mikroskopické preparáty.

Pro detailní vymezení dílčích sesuvných okrsků byla využita datová sada ZABAGED (ZM 10, polohopis a 3D vrstevnice) a digitální model reliéfu České republiky 5. generace (DMR 5G), který představuje zobrazení přirozeného nebo lidskou činností upraveného zemského povrchu v digitálním tvaru ve formě výšek diskretních bodů v nepravidelné trojúhelníkové síti (TIN) bodů o souřadnicích X, Y, H, kde H reprezentuje nadmořskou výšku ve výškovém referenčním systému Balt po vyrovnání (Bpv) se střední chybou výšky 0,18 m v odkrytém terénu a 0,3 m v zalesněném terénu. Model vznikl z dat pořízených metodou leteckého laserového skenování reliéfu území ČR v letech 2009 až 2013.

Výsledky a interpretace

1. Litologie

Těsně nad dokumentovaným výkopem vystupuje skalní stěna (PP Hynčicova skála – <http://lokalita.geology.cz/4149>), která je budována račickými slepenci, ve kterých jsou drobné drobové polohy (dokumentační bod BG323). Slepence jsou polymiktní, zrnitostně špatně vytríděné a mají převažující podpurnou strukturu dobře opracovaných valounů. Bylo pozorováno pozitivní

gradační zvrstvení dané zmenšováním velikosti valounů s max. velikostí valounů 60 cm (v ose a). Ve valounovém materiálu převažují ruly, křemeny, kulmské sedimenty (droby, břidlice) a granitoidy. Sedimentární vrstvy jsou většinou ukloněny pod úhlem 20° k SV, což přibližně odpovídá vrstevnatosti v této oblasti (Gilíková, Hladil eds et al. 2011a, b). Skalní výchoz PP Hynčicovy skály je výrazně postižen křehkou deformací – puklinami. Nejhojněji jsou zastoupeny otevřené pukliny v.–z. směru (resp. sz.–jv.), pravděpodobně spojené se systémem okrajových zlomů karpatské předhlubně. Ačkoliv výchozy račických sedimentů jsou nedaleko kopaného zářezu, v samotném (až 5 m hlubokém výkopu) nebyly zachyceny. Kulmský materiál se objevil pouze ve valounech (valouny až okolo 30 cm) ve dvou polohách písčito-prachovitých sedimentů (svahovin), které byly zdokumentovány uvnitř badenských jílu.

V severní části výkopu byly především zachyceny různě deformované šedo-zeleně zbarvené vápnité jíly. V těchto jílech se vyskytovaly různé mocné čočkovité nebo i průběžné polohy jemnozrnného rezavě hnědého vápnitého silně slídnatého, drobně paralelně laminovaného písku (odběrový vzorek 4/18). V této části výchozu vrstvy upadají pod úhlem 30° k JV (obr. 2). Směrem k J se vrstvy vzpříčují až do úklonu 60°. Uprostřed výchozu byly v jílech zdokumentovány 3 bloky (až 1 m velké) hnědo-bílého silně vápnitého prachovce (odběrový vzorek 3/18).

V jižní části výkopu převažoval hnědožlutý písčito-prachovitý sediment s valouny kulmských drob až 30 cm velkých a s útržky jílu (odběrové vzorky 7/18 a 8/18). Písčito-prachovitý sediment nejevil žádnou vrstevnatost, zrnitostní vytríděnost sedimentu byla velmi nízká. Uvnitř těchto prachů byly zachyceny 2 polohy zelenošedých vápnitých prachových jílu od svahovin ostře oddělených (odběrové vzorky 5/18 a 6/18), které obsahovaly bohatou badenskou mikrofaunu (viz níže). V této části zářezu ale jílové polohy jeví opačný (protiklonný) směr vrstevnatosti, než bylo zaznamenáno v s. části zářezu, a to k SV (322/41).

2. Paleontologie

2.1 Neogenní jíly

Hnědošedé nazelenalé vápnité prachovité jíly (vz. 1/18, 2/18, 5/18 a 6/18) obsahují bohatou mikrofaunu zastoupenou foraminiferami, fragmenty schránek měkkýšů, ostny i destičkami ježovek, schránkami ostrakodů a vzácně otolity. Rezidua jsou tvořena především schránkami fosilií, popř. zrní křemene, slídou a oxidy a hydroxidy železa.

Foraminifery

Společenstvo foraminifer představuje typickou spodnobadenskou faunu s dominujícím planktonem s často drobnými, místy limonitizovanými schránkami. Biostratigraficky významné druhy *Orbulina suturalis* Brön. a *Martinotiella karreri* (Cush.) jej řadí do spodního badenu do zóny M5b ve smyslu Berggren et al. (1995). Dále se vyskytují druhy obvyklé ve spodním badenu jako např. *Obandyella bykovae* (Ais.), *Globigerinoides bisphericus*

Todd., *Globigerina praebulloides* Blow, *Melonis pompilioides* (Ficht. et Moll), *Asterigerinata planorbis* (Orb.), *Bolivina dilatata* (Rss.), *B. antiqua* Orb., *B. hebes* MacFad., *Bulimina elongata* Orb., *B. striata* Orb., *Pullenia bulloides* (Orb.), *Praeglobobulimina pyrula* Orb., indikující prostředí vnějšího šelfu (např. Gilíková, Hladil eds et al. 2011b; Tomanová Petrová et al. 2018).

2.2 Neogenní písek

Polohy rezavěhnědého jemnozrného silně světle slídnatého písku (vz. 4/18), slabě laminovaného, mají při horní hranici vrstvy vysrážen CaCO_3 a obsahují velmi pestrou mikrofaunu: schránky foraminifer, ostny ježovky (?*Eucidaris zeamays* aj.), destičky a rotulu (?*Schizechinus* sp.), úlomky jehlic hub, četné fragmenty schránek měkkýšů a zoárií mechovek, červy – *Ditrupa cornea* (Linnaeus, 1758), *Serpula* sp., ?*Serpulidae* indet. (fragmenty schránek), brachiopody – *Argyrotheca* sp. (2 břišní misky, determinace konzultována s dr. M. A. Bitner, PAN Warszawa), členovce – fragment klepítka kraba a destička z krunýře (?), 1 ?zub obratlovce, úlomky korálů, kústek, šupin a otolitů kostnatých ryb a ostrakodů. Reziduum kromě mikrofosilií tvoří úlomky hornin, oxidy a hydroxidy železa, zrna křemene, lupínky slídy, vzácně se vyskytují granáty a apatit.

Foraminifery

V hrubé písčité frakci jsou hojné taxony *Amphistegina mammilla* (Ficht. et Moll), *Quinqueloculina* sp., *Planostegina costata* (Orb.), *Lenticulina calcar* (L.), *L. cultrata* (Mont.), *L. inornata* (Orb.), v jemné frakci *Asterigerinata planorbis* (Orb.), *Bolivina dilatata* (Rss.), *Bulimina schischinskayae* Sam., *B. striata* Orb., *Elphidium crispum* (L.), *E. fichtelianum* (Orb.) a další. Indikace pro stáří spodního badenu poskytuje výskyt jedinců druhu *Orbulina suturalis* Brön. Uvedená pseudoasociace pravděpodobně vznikla smísením mělkovodních druhů obývajících teplé laguny a mělká příbřežní pásma vnitřního šelfu (amfisteginy, planosteginy, amfimorfiny) s druhy chladnomilnými a hlubokovodnějšími (lentikuliny, buliminy, boliviny) – ve smyslu Murraye (2006).

Mechovky

Zkoumaný vzorek obsahoval vysoce diverzifikované společenstvo mechovek, celkem bylo identifikováno 38 taxonů.

Společenstvo se vyznačuje výrazně vyšší diverzitou cheilostomátních mechovek (29 taxonů) než cyklostomátních mechovek (9 taxonů). Z první skupiny převažují mechovky rodu *Porella*, *Metrarabdotos*, *Margaretta* a *Reteporella*, které svou životní strategií patří mezi tzv. K-stratégy. Takovéto rozložení taxonů je charakteristické pro klimaxové stadium mechovkového společenství (Zágoršek 2010).

Hojné zastoupení teplomilných taxonů (*Metrarabdotos*, *Steginoporella*, *Myriapora*) indikuje velice teplé, až subtropické podnebí (Moissette et al. 2007). Nektonní taxony rodu *Cupuladria* a *Reussiella* jsou charakteristické pro mělké a vysoce energetické prostředí, s tvrdým dnem,

tzv. hard ground (Hakansson, Winston 1995). Tento předpoklad potvrzují i výskyty taxonů, žijících převážně v zóně vlnění, v sublitorální zóně (*Margaretta* a *Reteporella*), i vysoké procento zastoupení povlékavých druhů, charakteristických pro litorální zónu (kaloporidní taxony *Onychocella* i *Porella*).

Měkkýši

Fauna měkkýšů je poměrně početná a diverzifikovaná. Ve vzorku celkově převažují z mlžů pektinidi a ervilie, z plžů drobní gastropodi rodu *Alvania* a *Bittium*. Vzhledem ke špatnému zachování schránek (převaha neurčitelných fragmentů) však nelze asociaci přesněji kvantitativně vyhodnotit.

Nalezená asociace indikuje mořské prostředí, přičemž přítomnost stenohalinních elementů (např. *Turritella spirata*, Pectinidae, *Arca*, kelnatky aj.) spolu s téměř úplnou absencí brakických prvků (*Hydrobia* sp.) a s ohledem na výskyt ježovky a ramenonožců jednoznačně potvrzují, že salinita vody dosahovala normálních hodnot.

Ojedinelý nález terestrického gastropoda *Vallonia* sp. naznačuje blízkost pobřeží. Recentní zástupci tohoto rodu preferují spíše otevřená prostředí (louky apod. – Mandic, Harzhauser 2003).

Měkkýši fauna svědčí o tom, že mořské prostředí bylo zřejmě spíše mělkovodní (sublitorál, resp. infralitorál – *Turritella spirata*, *Anadara diluvii*, *Corbula gibba*, *Yoldia*, *Ostrea digitalina*, *Entalina tetragona* aj.). Nalezené druhy drobných gastropodů (např. rodu *Rissoa*, *Alvania* a *Bittium*) většinou obývají mělké příbřežní zóny s porosty řas (Bagdasaryan et al. 1966; Tatishvili et al. 1968; Mandic et al. 2002; Kowalke, Harzhauser 2004).

O dobrém prokysličením vody nasvědčují kromě předpokládané přítomnosti porostů řas na dně i rozmanité životní strategie nalezených měkkýšů. Početné zastoupení bentosu vagilního (infauna – *Nuculana*, *Venus*, *Ervilia* aj., epifauna – pektinidi, kelnatky, drobní gastropodi) i sesilního (epifauna – *Chama*, *Ostrea*, infauna – *Corbula*) prokazuje bohaté osídlení substrátu, a to nejen na povrchu, nýbrž i uvnitř. Ve fauně se vyskytují jak požírači substrátu (*Nuculana* aj.), tak i filtrátoři (pektinidi, *Anadara*, *Arca*, *Venus* a další) – Dulai 1996 a Harzhauser 2002.

Jednotlivé druhy měkkýšů mají také různé požadavky na substrát. Většinou preferují substrát měkký, jílovitý (*Anadara diluvii*, *Venus multilamella*), písčité (*Chlamys*, *Callista*, kelnatky) či písčito-jílovitý (*Nucula nucleus*, *Nuculana fragilis*, *Corbula gibba*, *Alvania*, *Bittium*) – Bagdasaryan et al. 1966; Tatishvili et al. 1968; Mandic et al. 2002; Kowalke Harzhauser 2004; Høisæter 2009. Přítomnost epibiontů, resp. sesilního bentosu (*Chama*, *Ostrea* aj.) ovšem naznačuje též – alespoň lokální – existenci substrátu pevného (skalnaté dno, rostlinstvo nebo schránky sesilního bentosu), což potvrzují i nálezy mechovek.

Zajímavý je nález 1 exempláře rodu *Teredo*, mlže zavrtávajícího se do mrtvého dřeva a živícího se celulózu, příp. filtrováním suspenze z vodního sloupce (Mandic, Harzhauser 2003). Jeho přítomnost proto potvrzuje výskyt ponořených kusů dřeva na mořském dně.

Nalezená asociace měkkýšů zahrnuje převážně teplomilné druhy.

V asociaci je řada průběžných miocenních druhů, na základě celkového charakteru měkkýšů asociace a přítomnosti druhů *Turritella spirata*, *Oopecten solarium* a *Papillicardium papillosum* lze interpretovat stáří jako badenské (Papp et al. 1978; Seitzl 1981; Mandić 2004).

Shrnutí neogeních písků z pohledu paleontologie:

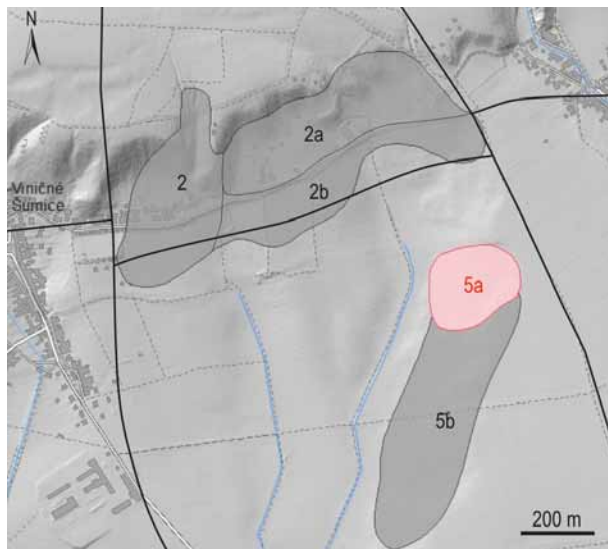
Písky obsahují diverzifikovaná a bohatá společenstva foraminifer, mechovek a měkkýšů. Z hlediska foraminifer se jedná o druhově odlišné společenstvo s početnější bentosní složkou oproti jílům, v nichž dominuje plankton. Došlo zde k smísení mělkovodních druhů obývajících teplé laguny a mělká příbřežní pásma vnitřního šelfu. Takto bohatý a diverzifikovaný paleontologický obsah není typický pro brněnské písky, nejčastější facii klastického spodního badenu na Brněnsku (např. Bubík, Petrová 2016; Tomanová Petrová et al. 2018). Doklad o mělkovodním mořském subtropickém prostředí podporují i nálezy schránek měkkýšů a zoárií mechovek.

2.3 Prachovec

V tělese jílu a písků byl uložen blok světle hnědobílého velmi silně vápnatého prachu až prachovce o velikosti asi $0,5 \times 1,0$ m, který ve vzorku 3/18 obsahoval chudé společenstvo složené spíše z mělkovodních foraminifer, úlomků ostnů ježovek a zoárií mechovek.

2.4 Písčítoprachovitý sediment (svahovina)

Těleso sesuvu 2a (obr. 3) při jeho bázi tvoří polohy jílu a písků střídající se se svahovými sedimenty. Vzorky 7/18 a 8/18 jsou tvořené ostrohrannými úlomky hornin, křemenem, slídou, oxidy a hydroxidy železa, granáty, apatitem atd. Vedle palynomorf a foraminifer se ve výplavech objevovaly ostny ježovek, jehlice křemitých hub, úlomky schránek měkkýšů a zoárií mechovek.



Obr. 3: Tělesa sesuvů vyznačená v digitálním modelu reliéfu 5G (zdroj Zabaged).

Fig. 3: Landslides depicted in the 5G digital relief model (source Zabaged).

Foraminifery

Z hlediska výskytu foraminifer byl početně i druhově pestřejší vzorek 7/18. Obsahoval častěji euryoxybiontní druh *Bulimina elongata* Orb. Oproti vzorkům 1/18, 2/18, 5/18 a 6/18 obsahoval méně planktonních taxonů, nicméně výskyt poškozené schránky *Orbulina suturalis* Brön. řadí společenstvo do spodního badenu. Dále se vyskytují běžně se ve spodním badenu nalézající druhy *Melonis pompilioides* (Ficht. et Moll), *Elphidium crispum* (L.), *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Asterigerinata planorbis* (Orb.), *Bolivina dilatata* (Rss.) atd.

Palynomorfy

Studované vzorky měly charakter promíchaných útržků jílovitých a prachovitých i hruběji klastických sedimentů. Vzorek 7/18 byl oproti vzorku 8/18 na palynomorfy výrazně bohatší. Determinováno bylo přes 170 zrn. Pylové spektrum obsahovalo velmi výrazný podíl taxonů, které se na našem území vyskytují pouze v sedimentech mladšího terciéru. Část taxonů má tercierní i kvartérní rozšíření. Nalezená pylová zrna mají různý stupeň zachování, projevující se především odlišnou barvou, tloušťkou a stupněm degradace pylových obalů (exiny). Výsledné palynospektrum je s největší pravděpodobností směs kvartérních a tercierních palynomorf.

Převahu palynospektra tvořily konifery s létacími vaky – přes 100 zrn – (rody *Pinus*, *Cathaya* a méně *Keleleria*, *Picea*, *Cedrus*). Zjištěny byly i cysty mořských obrněnek Dinoflagellata.

Určena byla zrna teplomilných taxonů *Engelhardia*, *Platycarya*, *Cornus/Mastixia* a stálezelené členy čeledi Fagaceae: *Tricolporopollenites liblarencis* a *T. microhenrici*. Arktotercierní, opadavé dřeviny byly zastoupeny rody *Carya*, *Pterocarya*, *Celtis*, *Ostrya*, *Juglans*, *Betula* a *Quercus*. Přítomné byly elementy bažinných a lužních porostů: *Taxodiaceae*, *Sciadopitys*, *Alnus*, *Lythraceae*, *Cyperaceae* a spora *Neogenisporites*. Rod *Olea* a zástupci čeledi *Poaceae*, *Caryophyllaceae* a *Brassicaceae* představovaly světlomilnou vegetaci otevřenějších areálů (tab. 1).

Palynospektra s převahou konifer spolu s mořskými obrněnkami svědčí o sedimentaci v mořském prostředí, které je buď vzdálenější od pobřeží, anebo vykazuje zvýšenou oxidaci, vůči které jsou konifery odolnější než většina dalších palynomorf (Havinga 1964; Heusser 1978). Obdobná palynospektra byla v sedimentech karpatské předhlubně typická pro sedimenty spodního badenu (Doláková et al. 2014; Holcová et al. 2015; Nehyba et al. 2016).

Některá determinovaná pylová zrna měla značně odlišný charakter zachování (vyšší degradace pylových obalů), který prokazuje fosilizaci v různém sedimentačním prostředí. Tento jev byl nápadný zejména u pylových zrn rodů *Celtipollenites* sp. a *Juglanspollenites* sp. Zástupci těchto rostlin (*Celtis*, *Juglans*) spolu s rodem *Pterocarya* přežívali na našem území i během spodno až střednopleistocenních interglaciálů. Poslední zaznamenaný výskyt byl v sedimentech interglaciálu holstein (Lang 1994; Litt et al. 2008; Urban et al. 2011). Z tohoto důvodu lze část palynomorf považovat za kvartérní – vyskytující se v teplém období max. do středního pleistocénu.

Tab. 1: Přehled palynomorfů z lokality Viničné Šumice, vzorky 7/18 a 8/18 z dokumentačního bodu BP381.

Tab. 1: Overview of palynomorphs from the Viničné Šumice locality, samples 7/18 and 8/18, reference point BP381.

Taxony \ dokumentační bod, č. vzorku		BP381, 7/18	BP381, 8/18
Taxony typické pouze pro terciér (neogén)			
Types with branched projections	marine Dinophyta	4	
<i>Neogenisporis neogenicus</i> Krutzsch, 1962	Gleicheniaceae	1	
<i>Cathayapollenites krutzschii</i> (Sivak, 1976) Planderová, 1990	<i>Cathaya</i> sp.	37	4
<i>Keteleeriapollenites dubius</i> (Chlonova, 1960) Slodkowska, 1994	<i>Keteleeria</i>	4	
<i>Cedripites miocaenicus</i> Krutzsch, 1971	<i>Cedrus</i>	3	1
<i>Sciadopityspollenites serratus</i> (Potonié & Venitz, 1934) Raatz, 1937	<i>Sciadopitys</i>	1	
<i>Inaperturopollenites hiatus</i> (Potonié) Thomson & Pflug; <i>I. concepidites</i> (Wodehouse) Krutzsch	<i>Taxodium</i> , <i>Glyptostrobus</i>	1	
<i>Ostryapollenites rhenanus</i> (Thomson, 1950) Nagy, 1969	<i>Ostrya</i> , <i>Ostryopsis</i>	1	
<i>Minutipollis</i> gen. indet.	Caryophyllaceae		1
<i>Quercoidites microhenrici</i> (Potonié, 1931) Potonié, Thomson, Thiergart., 1950	Fagaceae	1	1
<i>Tricolporopollenites liblarensis</i> (Thomson, 1950) Grabowska, 1994	Fagaceae	3	1
<i>Engelhardtoidites punctatus</i> (Potonié, 1931) Potonié, 1951 ex Potonié, 1960, <i>E. quietus</i> (Potonié, 1931) Potonié, 1951	<i>Engelhardtia</i>	2	
<i>Platycaryapollenites miocaenicus</i> Nagy, 1969	<i>Platycarya</i>	1	
<i>Oleaidearumpollenites</i> sp.	Oleaceae	1	
Taxony vyskytující se v neogénu i kvartéru nebo přecházejí do některých max. střednoleistocenních interglaciálů			
<i>Botryococcus braunii</i> Kützing, 1969	<i>Botryococcus</i>		1
<i>Pinus haploxyylon</i> and <i>sylvestris</i> types	<i>Pinus</i>	více než 100	14
<i>Piceapollis</i> sp.	<i>Picea</i>	1	
<i>Alnipollenites verus</i> (Potonié, 1931 ex Potonié, 1960)	<i>Alnus</i>	1	
<i>Betulaepollenites betuloides</i> (Pflug, 1953) Nagy, 1969	<i>Betula</i>	1	
<i>Quercoidites</i> sp., <i>Q. granulatus</i> (Nagy, 1969) Slodkowska, 1994, <i>Q. asper</i> (Pflug & Thomson, 1953) Slodkowska, 1994	<i>Quercus</i>	2	
<i>Faguspollenites verus</i> Raatz, 1937	<i>Fagus</i>		
<i>Caryapollenites simplex</i> (Potonié, 1931) Raatz, 1937	<i>Carya</i>	1	1
<i>Pterocaryapollenites stellatus</i> (Potonié, 1931) Thiergart, 1937	<i>Pterocarya/Cyclocarya</i>	1	
<i>Juglanspollenites verus</i> Raatz, 1937	<i>Juglans</i>	3	
<i>Lythraceapollenites</i> sp.	Lythraceae	1	
<i>Fraxinoipollenites</i> sp.	<i>Fraxinus</i>	2	
<i>Salixipollenites</i> sp.	<i>Salix</i>	1	
<i>Celtipollenites</i> sp.	<i>Celtis</i>	2	
<i>Graminides</i> sp.	Poaceae	1	1
	kubic caves		x

3. Charakteristika sesuvného území

Šířka celého sesuvného území (obr. 3) činí cca 1 095 m a jeho největší délka je cca 550 m. Plocha celého sesuvného území činí 316 390 m². Nejvyšší bod sesuvu představuje jeho koruna (crown – vše podle Krauter et al. 1993), která dosahuje 375 m n. m., nejnižší bod je 280 m n. m. (toe). Odlučná část sesuvného území (main scarp) je prakticky bez kvartérní a miocenních sedimentů a vychází v ní horniny kulmu. Odlučná část leží na strmém svahu se sklonem 21°. Místa se v ní vyskytují strmé skalní výchozy postižené gravitačním rozpadem. Při jejím ukončení se prudce mění sklon svahu. Začíná zde akumulací část (main body), která má nejvyšší bod 327 m n. m. (top) a má sklon svahu 8°.

Diskuze

Interakce mezi varisky konsolidovaným fundamentem a prohlubující se transgresí v badenském sedimentačním prostoru před čelem nasouvaných flyšových Karpat měly za následek vznik četných synsedimentárních sesuvů, které lze dokumentovat například v oblasti kry Maleníka (Krejčí et al. 2008; Jankovská et al. 2018).

Všechny sesuvy, spojené s vývojem svahů jv. okraje Dražanské vrchoviny, nebyly však dosud detailně zmapovány a zaneseny do Registru svahových nestabilit České geologické služby (www.geology.cz/svahovenestability).

Lokalita studované svahové nestability při v. okraji Viničných Šumic představuje komplexní sesuvné území evidenčního čísla 25-41-23/2 v Registru svahových nestabilit ČGS, které sestává z několika dílčích sesuvů (obr. 3). Pro jejich přesné prostorové vymezení byla použita data digitálního modelu reliéfu 5. generace, která jsou zapůjčena do ČGS z Českého úřadu zeměměřického a kartografického.

Z hlediska typu sesuvu (Hungry et al. 2014) se jedná v první etapě vzniku o translační blokový posun (translational block slide), kde mezi dvěma sz.–jv. orientovanými zlomy došlo k poklesu podložní kry a posunu sedimentů neogénu (sesuv č. 2b na obr. 3). Odlučná část tohoto sesuvu je dnes překrytá sesuvem 2a. Po ústupu mořské hladiny se na povrchu sedimentů badenu vytvořil půdní profil a během dalšího výzdvihu okrajů Dražanské vrchoviny se na jejich j. svazích vytvořil nerovnovážený stav. Poté došlo k dalšímu sesouvání podél rotační smykové plochy,

kdy se na půdní profil sesunula vyšší lamela sesuvu (rock slump; sesuv č. 2a). V odlučné hraně tohoto sesuvu došlo k odkrytí sedimentů kulmu. Tento frontální sesuv má délku 220 m a šířku 735 m. V půdním profilu v podloží sesuvu 2a nebyly nalezeny mladší paleontologické doklady než střední pleistocén, z čehož lze usuzovat na to, že stáří tohoto mladšího sesuvu v nadloží sesuvu 2b je středněpleistocenní a mladší. Pokud dochází v prostoru karpatské předhlubně k pleistocenním pohybům na sedimenty neogénu, pak bývají zachovány četné paleontologické doklady v sedimentech pro interval mezi podložními neogenními sedimenty a stářím samotného sesuvného pohybu (Jankovská et al. 2018). Na této lokalitě byly takové nálezy určeny a doloženy, podle nálezu neogenní mikroflóry a mikrofauny lze předpokládat redepozice do svahových sedimentů v různém časovém sledu. Sesunutím dílčího sesuvu 2a byl vývoj středněpleistocenních svahových sedimentů ukončen.

Nejmladší etapu sesouvání představuje dílčí proudový sesuv číslo 2 (obr. 3), kde je již vlivem mladších gravitačních pohybů setřen rozdíl mezi spodní a horní lamelou svahové deformace. Tento sesuv bez bližšího určení lze datovat již do kvartéru.

Maximální mocnost celé komplexní sesuvné akumulace lze stěží určit pro nedostatek objektivních dat, protože z oblasti nejsou známy výsledky žádného inženýrskogeologického průzkumu. Podle rozměrů a stavby sesuvného tělesa lze uvažovat, že hloubka celé sesuvné akumulace může dosahovat místy i přes 20 m.

Závěr

Deformované jíly situované na svazích Drahanské vrchoviny mezi obcemi Viničné Šumice a Vítovice se nacházejí v okolí z. okrajového zlomového systému karpatské předhlubně. Tento zlomový systém je porušený mladšími příčnými zlomy SSZ–JJV, podél kterých některé dílčí kry jsou vzájemně pokleslé podle výsledků výše uvedených vrtů až o více než 100 m. Různá mocnost pískových poloh a změny směru sklonu vrstevnatosti ukazují, že nový výchoz odkryl profil bazální části vyšší kry rozsáhlého sesuvu. Hnědobílé prachovce pravděpodobně představují bloky a úlomky napadané ze strmého svahu na půdní profil a svahové sedimenty na povrchu jílových sedimentů spodního badenu. Svahovými pohyby pak došlo k promíchání nálezu z období badenu a kvartéru. Vývoj těchto sedimentů byl ve středním pleistocénu ukončen nasunutím rozsáhlého dílčího sesuvu.

V sedimentech byly doloženy také palynomorfy pocházející ze středněpleistocenních interglaciálů, příp. starších, které dokládají pozdně středněpleistocenní svahové pohyby.

Poděkování

Předložená práce vznikla za finanční podpory interního projektu České geologické služby číslo 321070 („Registr svahových nestabilit“). Palynologické analýzy byly podpořeny Specifickým výzkumem (1344) Ústavu geologických věd MU Brno a výzkum měkkýšů projektem ESH CZ.1.07/2.3.00/20.0166 „Centrum teorie vzdělávání přírodovědných oborů“ (PaF UP Olomouc).

Velké díky patří kolegovi Mgr. Martinovi Palečkovi za přípravu dat a obrázků. Autoři rovněž děkují handling editorovi doc. Mgr. Martinovi Ivanovovi, Dr. a recenzentům prof. RNDr. Rostislavovi Brzobohatému, CSc. a Mgr. Ivo Baroňovi, Ph.D.

Literatura

- Adamová, M., Dornič, J., Dvořák, J., Štych, J. (1975). Hlubinný vrt Rousínov Ro-1. – MS, ČGS-Geofond Praha.
- Bagdasaryan, K. G., Tatishvili, K. G., Kazachashvili, Z. R., Muschelishvili, L. V. et al. (1966). Spravochnik po ekologii morskich dvustvorok. – Nauka, 71–79. Moskva.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., III., Aubry, M.-P. (1995). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – SEPM (Society of Sedimentary Geology), SEPM Special Publication, 54, 129–212.
- Blížkovský, M., Mašín, J., Mátlová, E., Mitrenga, P., Novotný, A., Pokorný, L., Rejl, L., Šalanský, K. (1988). Lineární struktury čs. části Českého masívu podle geofyzikálních indikací. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 63, 5, 275–290.
- Brzobohatý, R. ed. (1989). Základní geologická mapa 1 : 25 000, list 24-414 Vyškov. – MS, ČGS-Geofond Praha.
- Bubík, M., Petrová, P. (2004). Foraminifery brněnských písků ve vrtu Černovice TGB-1. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003, 14–17.
- Doláková, N., Holcová, K., Nehyba, S., Hladilová, Š., Brzobohatý, R., Zágoršek, K., Hrabovský, J., Seko, M., Utescher, T. (2014). The Badenian parastratotype at Židlochovice from the perspective of high resolution stratigraphy. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 271, 2, 169–201. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2014/0383>
- Dulai, A. (1996). Taxonomic composition and palaeoecological features of the Early Badenian (Middle Miocene) bivalve fauna of Szob (Börzsöny Mts, Hungary). – Annales historico-naturales Musei Nationalis Hungarici, 88, 31–56.

- Gilíková, H., Hladil, J. (eds), J., Bubík, M., Černý, J., Hrdličková, K., Kunceová, E., Melichar, R., Otava, J., Tomanová Petrová, P., Vít, J. (2011a). Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 24-413 Mokrý-Horákov. – MS, Česká geologická služba Praha.
- Gilíková, H., Hladil, J., Bubík, M., Černý, J., Buriánek, D., Dvořák, J., Faměra, M., Havíř, J., Hrdličková, K., Kalvoda, J., Konečný, F., Kociánová, L., Kováčik, M., Kryštofová, E., Krumlová, H., Kumpan, T., Kunceová, E., Maštera, L., Melichar, R., Müller, P., Nehyba, S., Otava, J., Pecina, V., Pecka, T., Tomanová Petrová, P., Poul, I., Poullová, D., Rez, J., Skácelová, D., Skácelová, Z., Slobodník, M., Šikula, J., Šrámek, J., Večeřa, J., Vít, J., Weiner, T. (2011b). Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 24-413 Mokrý-Horákov. – MS, Česká geologická služba Praha.
- Hakansson, E., Winston, J. E. (1995). Interstitial Bryozoans: Unexpected Life Forms in a High Energy Environment. – In: Nielsen, C., Larwood, G. P. (eds): Bryozoa: Ordovician to recent. Olsen & Olsen Fredeisborg, Denmark, 125–134.
- Harzhauser, M. (2002). Scaphopoda aus dem Karpatium (Untermiozän) des Korneuburger Beckens (Niederösterreich). – In: Sovis W., Schmid B. (eds) Das Karpat des Korneuburger Beckens, Teil 2, 205–214. Wien.
- Havinga, A. J. (1964). Investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores. – *Pollen et Spores*, 6, 621–635.
- Heusser, L. (1978). Spores and pollen in the marine realm. – In: Haq, B. U., Boersma, A. (eds): Introduction to marine micropaleontology, 327–339, Elsevier Science.
- Holcová, K., Hrabovský, J., Nehyba, S., Hladilová, Š., Doláková, N., Demeny, A. (2015). The Langhian (Middle Badenian) Carbonate Production Event in the Moravian Part of the Carpathian Foredeep (Central Paratethys): A Multiproxy Record. – *Facies*, 61, 1, 1–26. <https://doi.org/10.1007/s10347-014-0419-z>
- Høisæter, T. (2009). Distribution of marine, benthic, shell bearing gastropods along the Norwegian coast. – *Fauna norvegica*, 28, 1, 5–106. <https://doi.org/10.5324/fn.v28i0.563>
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. – *Landslides*, 11, 167–194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- Jankovská, V., Baroň, I., Nývlt, D., Krejčí, O., Krejčí, V. (2018). Last Glacial to Holocene vegetation succession recorded in poly-phase slope-failure deposits on the Maleník Ridge, Outer Western Carpathians. – *Quaternary International*, 470, 38–52. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.10.048>
- Kowalke, T., Harzhauser, M. (2004). Early ontogeny and palaeoecology of the Mid-Miocene rissoid gastropods of the Central Paratethys. – *Acta Palaeontologica Polonica*, 49, 1, 111–134.
- Krauter, E., Beltran, L., Cruden, D. M., Lefèbvre, G., Ter-Stepanien, G. I., Zhouyan, Z. (1993). Multilingual landslide glossary. The International Geotechnical Societies UNESCO. Working Party for World Landslide Inventory. Richmond. The Canadian Geotechnical Society.
- Krejčí, O., Baroň, I., Hubatka, F., Kašperáková, D., Nývlt, D. (2008). Tectonic of slopes with large block landslides on the NE margin of the Bohemian Massif. – In: Jaboyedoff, M. (ed.): Congress Slope-Tectonics 2008, Lausanne, February 15th–16th, 2008, Université de Lausanne, Institut de géomatique et d'analyse risque. Lausanne.
- Lang, G. (1994). Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. – Gustav Fischer Verlag, Jena-Stuttgart-New York.
- Litt, T., Shmincke, H. U., Frechen, M., Schluchter, Ch. (2008). Quaternary. – In: McCann, T. (ed.): The Geology of Central Europe. Vol. 2 Mesozoic and Cenozoic, Geologic Society London, 1288–1340.
- Mandic, O. (2004). Pectinid bivalves from the Grund Formation (Lower Badenian, Middle Miocene, Alpine-Carpathian Foredeep) – taxonomic revision and stratigraphic significance. – *Geologica Carpathica*, 55, 2, 129–146.
- Mandic, O., Harzhauser, M. (2003). Molluscs from the Badenian of the Gaidorf Formation. – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, 104A, 85–128.
- Mandic, O., Harzhauser, M., Spezzaferri, S., Zuschin, M. (2002). The paleoenvironment of an early Middle Miocene Paratethys sequence in NE Austria with special emphasis on paleoecology of mollusks and foraminifera. – *Geobios*, 35, 1, 193–206. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(02\)00059-1](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(02)00059-1)
- Moissette, P., Dulai, A., Escarguel, G., Kázmér, M., Müller, P., Saint Martin, J. P. (2007). Mosaic of environments recorded by bryozoan faunas from the Middle Miocene of Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252, 530–556. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.05.010>
- Murray, J. (2006). Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. – Cambridge University Press, 426 pp.
- Nehyba, S., Holcová, K., Gedl, P., Doláková, N. (2016). The Lower Badenian transgressive-regressive cycles – a case study from Oslavany (Carpathian Foredeep, Czech Republic). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 279, 2, 209–238. <https://doi.org/10.1127/njgpa/2016/0548>
- Papp, A., Cicha, I., Seneš, J., Steininger, F. et al. (1978). M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). – *Chronostratigraphie und Neostatotypen*, Bd. VI, VEDA, Bratislava.
- Seitl, L. (1981). Měkkýší fauna lokality Borač. – *Časopis Moravského muzea*, 66, 1, 33–50.
- Skoupilová, N. (1974). Doplňující zpráva hydrogeologického průzkumu akce obecní vodovod – Viničné Šumice. – MS, ČGS-Geofond Praha.
- Tatishvili, K. G., Bagdasaryan, K.G., Kazachashvili, Z. R. (1968): Spravochnik po ekologii morskich bryuchonogich. – *Nauka*, 54–55. Moskva.
- Tomanová Petrová, P., Nehyba, S., Diviš, K., Hladilová, Š., Gregorová, R., Vít, J., Hudec, P. (2018). Paleoprostředí ve spodním badenu na severním okraji Brna (Divišova čtvrť). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 65–72.
- Urban, B., Sierralta, M., Frechen, M. (2011). New evidence for vegetation development and timing of Upper Middle Pleistocene interglacials in Northern Germany and tentative correlations. – *Quaternary International*, 241, 125–142. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.02.034>
- Zágoršek, K. (2010). Bryozoa from the Langhian (Miocene) of the Czech Republic. – *Acta Musei Nationalis Pragae, Series B – Historia Naturalis*, 66, 1–4, 1–255.

Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v půdách na mapovém listu 24-22 Olomouc – vztah mezi radioaktivitou půdy a matečné horniny

Contents of natural radioactive element (K, U, Th) in soils on the map sheet 24-22 Olomouc – a relation between radioactivity of soil and parent rock

Jiří Zimák ✉

Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

Key words:

soils, limestones, Palaeozoic flysch formations, Tertiary marine sediments, fluvial sediments, loess, gamma-spectrometry, dose rate

✉ jiri.zimak@upol.cz

Editoři:

Milan Geršl, Marek Slobodník

Abstract

The paper deals with natural radioactivity of soils on the map sheet 24-22 Olomouc and compares contents of natural radioactive elements in soils and in their parent rocks (soil-forming substrates). Three main types of parent rocks can be distinguished in the studied area: i) siliciclastic flysch sediments of the Moravo-Silesian Palaeozoic, ii) Quaternary sediments of the river Morava floodplain, iii) Quaternary loesses. Contents of potassium, uranium and thorium were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in 1 077 soil samples. It is evident from calculated values of mass activity of ^{226}Ra equivalent (a_m) that natural radioactivity of the studied soils is low. The average a_m of soils developed on siliciclastic flysch sediments is 142 Bq.kg^{-1} , 133 Bq.kg^{-1} on fluvial sediments of the river Morava and 148 Bq.kg^{-1} on loesses. The average a_m values calculated for soils developed on siliciclastic flysch sediments and for soils on loesses are almost the same as average a_m values calculated for their parent rocks. The soils of the river Morava floodplain show higher a_m values compared to their parent material (sands and pebbles dominate) due to higher uranium and thorium contents.

Úvod

Mezi základní fyzikální parametry přírodního prostředí patří jeho přirozená radioaktivita. Tento článek hodnotí přirozenou radioaktivitu půd na mapovém listu 24-22 Olomouc na základě výsledků laboratorního gamaspektromerického stanovení hlavních přirozených radioaktivních prvků (K, U a Th) v reprezentativním souboru 1 077 půdních vzorků a přináší srovnání obsahu těchto prvků v půdách a matečných horninách (substrátech), na nichž se půdy vytvořily.

Geomorfologické členění, geologické jednotky a jejich horninová náplň

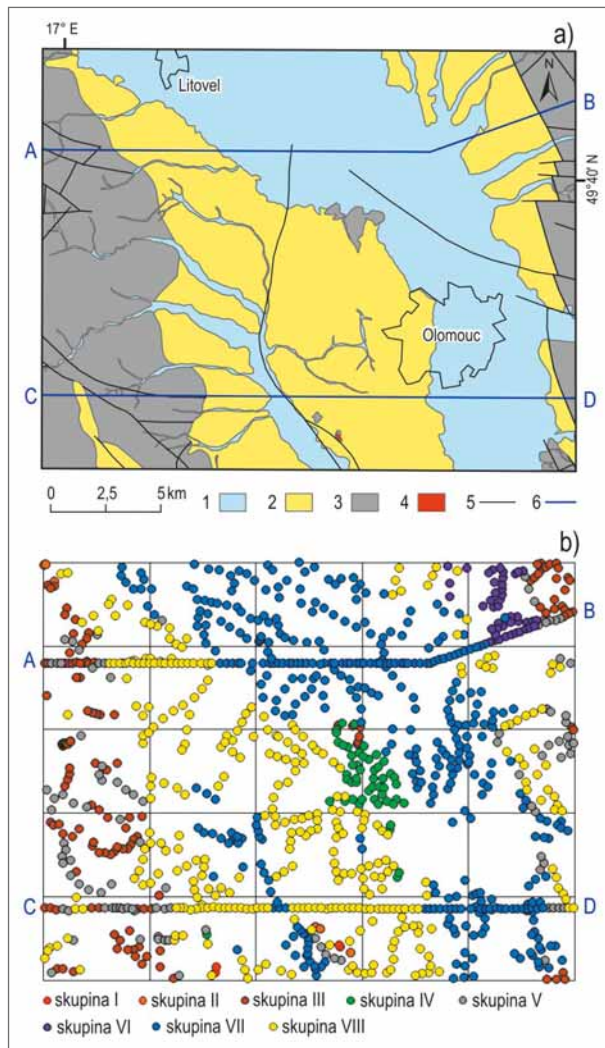
Z hlediska regionálního členění georeliéfu ČR (Bína, Demek 2012) je převážná část mapového listu 24-22 Olomouc součástí Hornomoravského úvalu, jenž je zde zastoupen podcelky Středomoravská niva, Prostějovská pahorkatina a Uničovská plošina. Západní okraj listu náleží k Bouzovské vrchovině, sv. cíp a v. okraj listu je součástí Domašovské vrchoviny.

Krystalinikum vystupuje na území hodnoceného mapového listu ve dvou malých ostrůvcích, tvořených kataklazovanými granodiority a diority, považovanými za součást brunovistulika (např. Břízová et al. 2000). Na krystaliniku jsou uloženy sedimenty moravskoslezského paleozoika, jehož zde nejstarším doloženým členem jsou devonská bazální klastika. Stratigraficky výše leží karbonátové horniny macošského a líšeňského souvrství. Nad nimi je mohutný

Doporučená citace článku:

Zimák, J. (2019). Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v půdách na mapovém listu 24-22 Olomouc – vztah mezi radioaktivitou půdy a matečné horniny. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 1–2, 124–130.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-124>



Obr. 1: a – Schéma geologických jednotek na mapovém listu 24-22 Olomouc. Legenda: 1 – fluviální sedimenty (kvartér); 2 – deluviální a deluviofluviální sedimenty a spraše (kvartér), písky, štěrky a jíly (pliocén), vápnité jíly (miocén); 3 – vápence (devon), droby a břidlice (spodní karbon); 4 – granit, granodiorit, diorit (brunovistulikum, proterozoikum); 5 – zlomy; 6 – linie (A–B, C–D) s detailním odběrem půdních vzorků; b – místa odběru půdních vzorků. Popis skupin půdních substrátů viz tab. 1. Fig. 1: a – The scheme of geological units on the map sheet 24-22 Olomouc. Legend: 1 – fluvial sediments (Holocene, Quaternary); 2 – deluvial and deluvial-fluvial sediments, loess, loess soil (Quaternary), sands, gravels and clays (Pliocene), calcareous clays (Miocene); 3 – limestones (Devonian), graywacke and shales (Lower Carboniferous); 4 – granite, granodiorite, diorite (Brunovistulian, Proterozoic); 5 – faults; 6 – lines (A–B, C–D) with detailed sampling; b – Soil sampling sites. Description of soil substrate groups in Tab. 1.

komplex siliciklastik (devon až spodní karbon), která mají charakter flyše, tvořeného hlavně drobami, siltovci, siltovými a jílovými břidlicemi. Tyto flyšové sedimenty (tzv. moravskoslezský kulm) náleží k šesti různým souvrstvím: andělskohorskému, protivanovskému, hornobenešovskému, rozstáňskému, moravickému a myslejovickému (Růžička et al. 1995).

Krystalinikum a moravskoslezské paleozoikum je na většině plochy listu překryto kenozoickými sedimenty

(obr. 1). Jde o miocenní sedimenty karpatské předhlubně (vápnité jíly a písky), pliocenní lakustrinní a fluviální sedimenty (písky, jíly, silty a štěrky – tzv. „pestrý“ pliocén) a kvartérní uloženiny (hlavně fluviální a fluvioлимnické písky, štěrky a jíly a také spraše) – viz Růžička et al. (1995).

Typy půdotvorných substrátů a charakter půd

Na území listu 24-22 Olomouc jsou zastoupeny obě hlavní kategorie půdotvorných substrátů (horizonty C) rozlišované v pedologické literatuře (např. Němeček et al. 1990): alterit, jenž se vytváří z „pevné“ matečné horniny v podloží (horizont D), a pedolit, jímž jsou nezpevněné sedimenty. V případě alteritů jsou matečnými horninami proterozoické granitoidy a dioritoidy, paleozoické karbonátové horniny (tyto skupiny hornin zde mají jen malé rozšíření – viz tab. 1) a zejména siliciklastické sedimenty moravskoslezského kulmu, vystupují na území Bouzovské a Domašovské vrchoviny. Pedolity jsou reprezentovány kenozoickými fluviálními, lakustrinními a marinními sedimenty (štěrky, písky a jíly), přítomnými zejména ve Středomoravské nivě, a eolickými sedimenty (spraše), rozšířenými hlavně na území Prostějovské pahorkatiny.

Typ půdotvorného substrátu do značné míry určuje povahu půdy, která se na něm vytvořila (za daného stavu terénu a klimatických podmínek). To dokládají údaje v tabulce 1, v níž jsou půdotvorné substráty rozděleny do osmi skupin, označených v této tabulce a následujícím textu jako I až VIII. Z tabulky 1 a obrázku 1 je zřejmé i rozšíření jednotlivých skupin půdotvorných substrátů a půdních typů na hodnoceném mapovém listu. K plošně významným zde patří půdotvorné substráty skupiny III, V, VII a VIII. Taxonomický klasifikační systém půd ČR (Němeček et al. 2001) rozděluje půdotvorné substráty do osmi tříd, označených písmeny A až H, které jsou dále děleny na podtřídy, jejichž povaha je vyjádřena arabskými číslicemi. Na území listu 24-22 Olomouc odpovídají čtyři nejvýznamnější skupiny půdotvorných substrátů podtřídám A.1, B.2, B.3 a B.4 (skupina VII), B.5 (skupina VIII), B.6 (skupina V) a D.12 (skupina III). Rozšíření hlavních půdních typů na sledovaném území je zřejmé např. z publikace Hauptmana et al. (2009); dominantními typy půd jsou hnědozemě, černozemě a fluvizemě.

Vzorky a metody

Na mapovém listu 24-22 Olomouc bylo odebráno 1 077 vzorků půd. Rozmístění míst odběru půdních vzorků je zřejmé z obrázku 1b, v němž je barevně rozlišeno osm rozdílných typů substrátů. Mřížka v tom obrázku odpovídá hranicím mezi mapovými listy v měřítku 1 : 10 000. Relativně velké „bílé místo“ na 24-22-14 a 24-22-15 je území Olomouce, na kterém odběry vzorků nebyly prováděny. Územím listu byly vedeny dva profily směru V–Z, každý o délce cca 25 km, v každém bylo odebráno cca 100 vzorků, vzdálenost mezi sousedními místy odběru se pohybovala kolem 250 m. Severní profil (označený jako profil A–B) začíná na z. okraji listu sz. od obce Loučka, směřuje k východu přes kótu Rampach, obec Unčovice, j. okraj Hynkova a obec Březce k toku řeky Oskavy, kde se lomí, a dále pokračuje vsv. směrem k v. okraji mapového

Tab. 1: Základní údaje o osmi skupinách půdotvorných substrátů.

Tab. 1: Basic information on eight groups of soil-forming substrates.

skupina	povaha půdotvorného substrátu	roziřeni	dominantní typ půdy
I	granitoidy, dioritoidy	ostrůvky při jižním okraji listu na k. ú. Třebčín, Slatinky a Žerůvky	černozemě
II	karbonátové horniny macošského a líšeňského souvrství	ostrůvky v sz. cípu listu (k. ú. Měnik, Mladeč, Měrotín) a při j. okraji na k. ú. Slatinky a v pruhu mezi Hněvotínem a Bystročicemi (k. ú. Hněvotín, Žerůvky, Nedvězí, Bystročice)	rendziny, sporadicky terrae calcis
III	siliciklastika andělskohorského, hornobenešovského, moravického, protivanovského, myslějovického a rozstáňského souvrství (sp. karbon, kulm)	při z. okraji listu (v. okraj Bouzovské vrchoviny), méně na v. okraji listu (z. okraj Domašovské vrchoviny) a elevace kulmu na k. ú. Horka nad Moravou a Skrbeň	hnědozemě a kambizemě
IV	tercierní sedimenty	pruh mezi obcemi Skrbeň a Nemilany (hlavně na k. ú. Skrbeň, Horka nad Moravou, Křelov, Repčín, Nefedín, Nová Ulice, Slavonín)	hnědozemě, méně černozemě
V	kvartérní deluviální, deluviofluviální a deluvioeolické sedimenty	obvykle navazují na půdotvorné substráty skupiny III, plošně nejrozšířenější jsou na v. okraji Bouzovské vrchoviny	hnědozemě, lokálně kambizemě a černozemě
VI	štěrky výplavových kuželů	sv. cíp listu (na k. ú. Stádlu, Moravská Huzová, Lhota u Šternberka, Štarnov, Bohuňovice, Lašťany)	hnědozemě
VII	kvartérní fluviální a fluvioлимnické sedimenty	v pásu podél toku Moravy a též Oskavy a Bystřice (to víceméně odpovídá podcelku Středomoravská niva) a též podél menších vodních toků na Prostějovské hornatině (Blata, Šumice)	fluvizemě, lokálně hnědozemě a černice
VIII	kvartérní eolické sedimenty	Prostějovská pahorkatina, méně Uničovská plošina	černozemě

listu. Jižní profil (C–D) postupuje od z. okraje mapového listu kolem j. okraje obce Pěččín k s. okraji Slatinic a dále kolem j. okraje Hněvotína a Slavonína přes Nové Sady kolem j. okraje Holice k v. okraji listu. Oba profily byly zvoleny tak, aby zastihly půdy na různých substrátech a probíhaly vně intravilánu (to byl důvod lomu na profilu A–B, který takto minul obec Lašťany).

Většina nezastavěné plochy listu je zemědělsky využívána. Proto většina půdních vzorků pochází z orniční vrstvy. Na zalesněných plochách byly vzorky půd odebrány z hloubky zhruba 15 až 20 cm pod povrchem (dominantně z horizontu B), případné větší fragmenty hornin (nad cca 1 cm) byly odstraněny již v terénu, příp. až po vysušení vzorků.

Před laboratorním gamaspektrometrickým stanovením obsahu přirozených radioaktivních prvků byly vysušené půdní vzorky uzavřeny do krabiček o objemu 250 ml. Hmotnost takto připravených vzorků se pohybovala kolem 300 gramů. Na PřF UP v Olomouci byly za použití spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm³ (průměr 76 mm, délka 76 mm) v půdních vzorcích stanoveny obsahy draslíku (přímo na základě koncentrace ⁴⁰K), uranu a thoria (na základě dceřiných produktů, a proto jsou jejich obsahy při uvádění výsledků analýz označovány jako eU a eTh). Meze detekce: K = 0,5 hm. %, U a Th = 1,5 ppm). Při výpočtu hodnot a_m a D (viz níže) a při statistickém zpracování dat byly obsahy K pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 0,33 hm. %, obdobně v případě U a Th hodnotou 1 ppm.

Údaje o obsazích K, U a Th v matečných horninách (substrátech skupin I až VIII) jsou založeny na výsledcích gamaspektrometrických analýz 728 horninových vzorků, provedených na téže spektrometru (podrobné hodnocení přirozené radioaktivity hornin na listu 24–22

Olomouc uvádí Zimák (2017), soubor horninových vzorků byl mírně rozšířen).

Přirozená radioaktivita půd a matečných hornin (substrátů) je hodnocena na základě hmotnostní aktivity ekvivalentu ²²⁶Ra (a_m) a též dávkového příkonu záření gama terestrického původu (D). Tyto parametry byly z výsledků gamaspektrometrických analýz vypočteny pomocí vztahů a_m [Bq.kg⁻¹] = (0,077 × 313K) + 12,35U + (1,43 × 4,06Th), D [nGy.h⁻¹] = (0,043 × 313K) + (0,427 × 12,35U) + (0,662 × 4,06Th), do nichž je obsah K dosazován v hm. %, obsahy U a Th v ppm (Beretka, Matthew 1985; UNSCEAR 1988; Matolín, Chlupáčová 1997; Ngachin et al. 200; Eštoková, Palaščíková 2013).

Výsledky

Výsledky všech laboratorních gamaspektrometrických stanovení obsahů K, U a Th v půdách a matečných horninách (substrátech skupin I, II, III, IV, VII a VIII) jsou shrnuty v tabulce 2, jejíž součástí jsou i vypočtené hodnoty a_m a také hodnoty poměru průměrného obsahu sledovaného prvku v půdě k průměrnému obsahu tohoto prvku v matečné hornině, na níž se půda vytvořila. Hodnoty dávkového příkonu záření gama produkovaného osmi vyčleněnými skupinami půd jsou uvedeny v tabulce 3, v případě profilů A–B a C–D jsou vyjádřeny graficky na obrázku 2. Významné či zajímavé poznatky jsou komentovány v následující kapitole.

Diskuze

1. Průměrné hodnoty a_m ve všech osmi skupinách půd rozlišovaných na základě povahy matečné horniny (substrátu) se pohybují v úzkém intervalu 120 až 149 Bq.kg⁻¹ (tab. 2). Přirozenou radioaktivitu půd na listu 24–22 Olomouc je proto možno hodnotit jako poměrně

Tab. 2: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v půdách a půdotvorných substrátech, vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.Tab. 2: Contents of the natural radioactive element (K, U, Th) in soils and soil-forming substrates, calculated mass activity of ^{226}Ra equivalent (a_m); n = number of samples, x = arithmetic mean.

typ substrátu	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a_m (Bq.kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
I – půda	4	1,7	2,5	1,9	2,0	1,7	3,2	2,7	2,6	9,9	14,3	11,8	11,9	140	164	146	149
I – substrát	11	2,2	3,7	2,8	2,9	< 1,5	2,9	< 1,5	< 1,5	3,2	15,3	7,3	7,7	84	190	126	130
I – půda/substrát					0,69				> 2,0				1,55				1,15
II – půda	14	1,1	2,3	1,5	1,6	< 1,5	5,2	2,2	2,2	6,2	13,8	9,5	9,5	86	150	128	120
II – substrát	83	< 0,5	1,1	< 0,5	< 0,5	< 1,5	2,6	< 1,5	< 1,5	< 1,5	4,0	< 1,5	< 1,5	26	63	26	30
II – půda/substrát					> 3,2				> 1,5				> 6,3				> 4,0
III – půda	138	1,2	2,5	1,9	1,9	1,8	3,8	2,7	2,8	7,4	13,8	10,6	10,7	103	178	142	142
III – substrát	448	< 0,5	3,7	2,1	2,1	< 1,5	7,4	2,1	2,2	2,6	28,7	10,5	10,7	35	345	138	139
III – půda/substrát					0,90				1,27				1,00				1,02
IV – půda	50	1,0	2,2	1,7	1,6	< 1,5	3,6	2,3	2,4	5,3	12,1	9,5	9,6	70	150	124	125
IV – substrát	82	< 0,5	2,3	1,5	1,4	< 1,5	3,1	1,6	1,6	1,6	12,2	8,1	7,4	30	150	103	96
IV – půda/substrát					1,14				1,50				1,30				1,30
V – půda	103	1,6	2,4	1,9	1,9	1,7	4,6	2,9	2,9	7,6	13,1	11,1	11,0	109	167	146	145
VI – půda	44	1,2	2,1	1,8	1,8	2,4	4,3	3,0	3,0	8,7	12,0	10,4	10,3	123	155	139	140
VII – půda	395	0,7	2,2	1,7	1,7	< 1,5	12,4	2,7	2,8	5,0	14,2	10,0	9,9	64	256	134	133
VII – substrát	83	1,0	2,3	1,6	1,6	< 1,5	3,1	1,5	1,6	2,2	12,0	5,0	6,2	56	145	86	95
VII – půda/substrát					1,06				1,75				1,60				1,40
VIII – půda	329	1,3	2,8	1,9	1,9	2,0	4,6	3,0	3,0	9,2	25,6	11,3	11,3	128	269	147	148
VIII – substrát	21	1,3	1,8	1,6	1,6	2,4	3,1	3,0	2,9	10,3	11,9	10,9	11,0	121	150	141	139
VIII – půda/substrát					1,19				1,03				1,03				1,06

nížkou. Toto tvrzení vede k otázce, jaké hodnoty a_m lze považovat za ještě nízké nebo naopak již vysoké. Jako nejlogičtější se jeví jejich porovnání s hodnotami a_m vypočtenými z klarků K, U a Th. V literatuře uváděné klarky pro konkrétní chemický prvek se však často výrazně liší v závislosti na kvantitě a kvalitě dat i na způsobu jejich zpracování. Z klarkových hodnot zveřejněných Goldschmidtem v roce 1937 (viz např. Bouška et al. 1980), kdy jde o 2,59 hm. % K, 4 ppm U a 11,5 ppm Th, je za použití vztahů v kapitole „Vzorky a metody“ vypočtená a_m 179 Bq.kg⁻¹ ($D = 87$ nGy.h⁻¹). Rudnick, Gao (2003) pro svrchní část zemské kůry kontinentálního typu uvádí 2,80 hm. % K₂O (= 2,32 hm. % K), 2,7 ppm U a 10,5 ppm Th, tomu odpovídá a_m 150 Bq.kg⁻¹ ($D = 74$ nGy.h⁻¹). Z klarků vypočtených jinými autory (přehled poskytuje např. Rudnick – Gao 2003) lze odvodit jiné hodnoty a_m

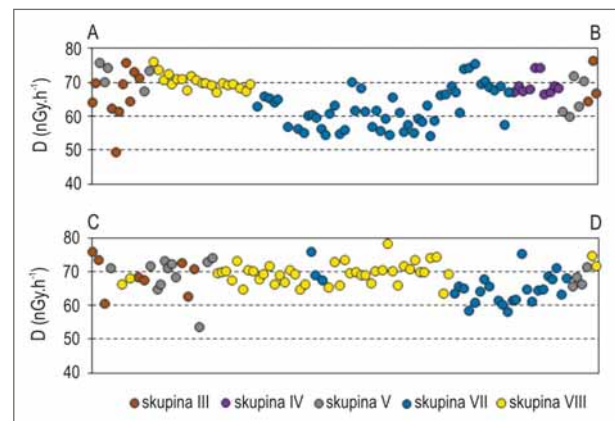
a D. Pro posouzení míry radioaktivity půd na listu 24-22 Olomouc byla zvolena hodnota a_m kalkulovaná z klarků Goldschmidta (po zaokrouhlení 180 Bq.kg⁻¹).

Pouze dva vzorky půd z celého souboru 1077 studovaných vzorků mají hodnotu a_m vyšší než 180 Bq.kg⁻¹. První z těchto vzorků byl odebrán na poli na k. ú. Drahanovice u osady Nová. Jde o černozem (vytvořenou na spraši – VIII), v níž bylo stanoveno 2,8 hm. % K, 4,3 ppm eU a 25,6 ppm eTh ($a_m = 269$ Bq.kg⁻¹, $D = 129$ nGy.h⁻¹). Druhým vzorkem je půda charakteru fluvizemě (na holocenních fluvialních sedimentech – VII) z pole na k. ú. Bohuňovice, obsahující 2,0 hm. % K, 12,4 ppm eU a 9,4 ppm eTh ($a_m = 256$ Bq.kg⁻¹, $D = 118$ nGy.h⁻¹) – anomálně vysoký obsah uranu v tomto vzorku je diskutován v bodě 5.

Tab. 3: Vypočtený dávkový příkon záření gama (D) produkovaného půdou vytvořenou na různých typech půdotvorných substrátů; n = počet vzorků, x = průměr.

Tab. 3: Calculated gamma radiation dose rate (D) produced by soil developed on different types of soil-forming substrates; n = number of samples, x = average.

typ substrátu	n	D (nGy.h ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x
I	4	68	81	71	73
II	14	42	73	62	58
III	138	49	86	68	69
IV	50	34	72	60	60
V	103	53	80	71	70
VI	44	59	74	67	68
VII	395	31	118	65	64
VIII	329	62	129	71	71



Obr. 2: Vypočtený dávkový příkon záření gama produkovaného půdou v profílech A–B a C–D.

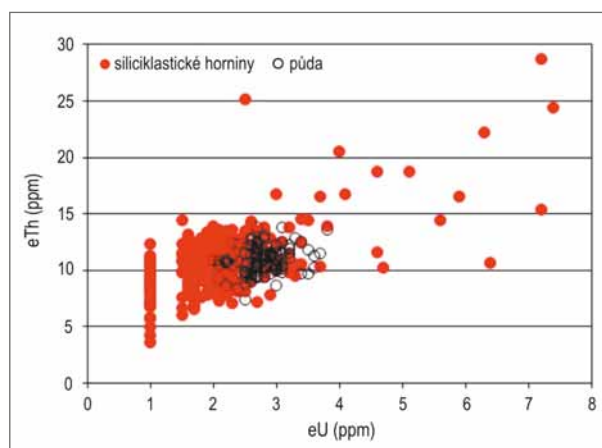
Fig. 2: Calculated gamma radiation dose rate (D) produced by soil in lines A–B and C–D.

Nutno doplnit, že průměrná hodnota globálního D je odhadována na 55 nGy.h^{-1} (UNSCEAR 1988, Manová, Matolín 1995), střední hodnota D pro území ČR je $65,6 \pm 19,0 \text{ nGy.h}^{-1}$ (Manová, Matolín 1995). Na mapovém listu 24-22 Olomouc má osm vyčleňovaných skupin půd průměrné hodnoty D v rozpětí $58 \text{ až } 73 \text{ nGy.h}^{-1}$, tři plošně nejvýznamnější skupiny půd (III, VII a VIII) v intervalu $64 \text{ až } 71 \text{ nGy.h}^{-1}$ (tab. 3). Ve srovnání s údajem pro celé území ČR (viz výše) jde o hodnotu mírně vyšší.

2. Regionální pole přirozené radioaktivity na hodnoceném mapovém listu je zásadním způsobem ovlivňováno půdami na třech skupinách substrátů označených jako III (kulmské sedimenty), VII (kvartérní fluvialní sedimenty) a VIII (spraše) – viz obrázek 1, data v tabulkách 2 a 3. Půdy na této trojici substrátů dominují i v obou profilech (obr. 1 a 2). Relativně nízká přirozená radioaktivita půd na kvartérních fluvialních sedimentech, vyjádřená formou dávkového příkonu záření gama, je zřejmá z obou profilů na obrázku 2 (modré body). Zejména na profil A–B dokumentuje, že přirozená radioaktivita půd na fluvialních sedimentech ve východní části Středomoravské nivy je o něco vyšší než ve střední a západní části. Je to způsobeno rozdíly v přirozené radioaktivitě substrátu. Fluvialní sedimenty střední a z. části obsahují hlavně klasty pocházející ze silezika a lugika, pro většinu jejichž hornin ve snosové oblasti jsou charakteristické relativně nízké obsahy všech tří gamaspoketrometricky sledovaných prvků (např. Zimák 2013, 2014). Na složení fluvialních sedimentů v. části Středomoravské nivy se zásadním způsobem podílí materiál pocházející z kulmu jesenického bloku, jehož přirozená radioaktivita je výrazně vyšší (ve srovnání s krystalinikem silezika nebo lugika). Také profil C–D na obrázku 2 ukazuje zvýšení přirozené radioaktivity půd na fluvialních sedimentech ve v. části Středomoravské nivy, kde jsou půdy vyvinuty na výplavovém kuželu řeky Bystřice, a proto zde v klasickém materiálu výrazně dominují kulmské sedimenty (v tomto úseku profilová linie prochází přes tzv. Holickou rovinu). Zhruba ve střední části profilu C–D jsou tři vzorky zastoupeny půdy vytvořené na fluvialních sedimentech Blaty (mají charakter černice). Tyto tři půdní vzorky vykazují v rámci skupiny VII relativně vysokou přirozenou radioaktivitu. Jejich substrát je tvořen redeponovanou spraší a určitě se na jeho složení podílí i klastický materiál pocházející z Bouzovské vrchoviny, kde vystupují převážně kulmské sedimenty.

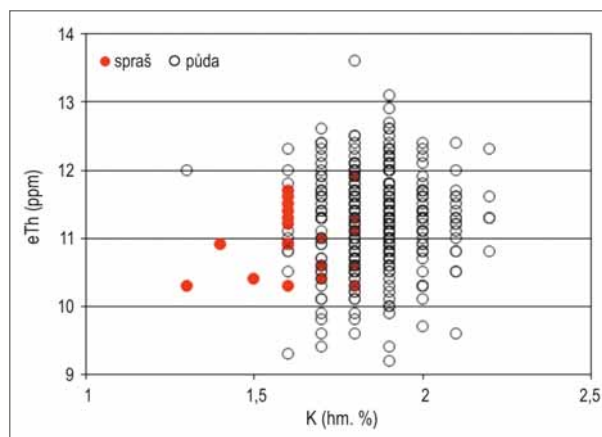
3. Přirozená radioaktivita půdotvorných substrátů a půd na nich vytvořených je v tabulce 2 vyjádřena pomocí hodnot a_m . Pokud je možno srovnání mezi a_m půdy a půdotvorného substrátu provést, pak je zcela zřejmé, že a_m půdy je vyšší nebo víceméně stejná ve srovnání s a_m odpovídajícího typu substrátu. Extrémní rozdíl byl zaznamenán v případě půd na karbonátových horninách, kdy je průměrná a_m půdy více než čtyřnásobná v porovnání s a_m matečné horniny, a to díky vyšším koncentracím všech tří sledovaných prvků v půdě, zejména však K a Th (podobný trend uvádí např. Zimák 2015).

Půdy vytvořené na kulmských siliciklastikách (skupina III) a půdy na spraších (skupina VIII) vykazují



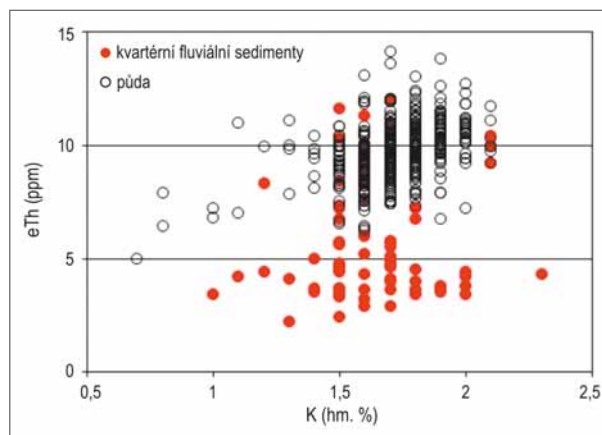
Obr. 3: Uran versus thorium v paleozoických siliciklastických sedimentech Bouzovské vrchoviny a v půdách na nich vytvořených.

Fig. 3: Uranium versus thorium in Palaeozoic siliciclastic sediments of the Bouzov Highlands and in soils developed on them.



Obr. 4: Draslík versus thorium ve spraších a v půdách na nich vytvořených (na území Prostějovské pahorkatiny).

Fig. 4: Potassium versus thorium in loesses and in soils developed on them (at the Prostějov Upland).



Obr. 5: Draslík versus thorium v kvartérních fluvialních sedimentech Středomoravské nivy a v půdách na nich vytvořených.

Fig. 5: Potassium versus thorium in Quaternary sediments of the river Morava floodplain and in soils developed on them.

shodnou nebo nepatrně vyšší přirozenou radioaktivitu než jejich půdotvorný substrát (viz data v tab. 2). Diagram uran versus thorium (obr. 3) dokumentuje značnou variabilitu v obsazích obou prvků ve flyšových sedimentech Bouzovské vrchoviny. Zimák (2017) dokládá, že obsahy uranu a thoria v kulmských siliciklastikách vystupujících na tomto území závisí jak na struktuře horniny, tak na příslušnosti k určitému souvrství: obsahy obou prvků rostou od psefitů přes psamity ke skupině aleuritů+pelitů, v rámci shodné strukturní skupiny sedimentů jsou obsahy obou prvků nižší v horninách protivanovského a myslešovického souvrství, vyšší v horninách rozstáňského souvrství (výrazné je to zejména ve skupině aleuritů a pelitů). Variabilita obsahů U a Th v půdách vyvinutých na zvětralinách kulmských siliciklastik v prostoru Bouzovské vrchoviny je relativně nízká (tab. 2, obr. 3), v případě uranu je jeho průměrný obsah v půdě poněkud vyšší ve srovnání s matečnou horninou (1,27×), průměrné obsahy thoria v půdě a matečné hornině jsou víceméně shodné. Přirozená radioaktivita půd na spraši (skupina VIII) je jen nepatrně vyšší než matečné spraše (tab. 2). Poměr draslík versus thorium ve spraši a v půdě na ní vytvořené vyjadřuje obrázek 4, v němž jsou však půdy této skupiny reprezentovány pouze vzorky z prostoru Prostějovské pahorkatiny. Mírné zvýšení obsahu K v půdě ve srovnání se spraší je z obrázku 4 zcela zřejmé.

4. Zajímavé je srovnání obsahů přirozených radioaktivních prvků v kvartérních fluvialních sedimentech a v půdách na nich vytvořených (skupina VII). Z údajů v tabulce 4 je zřejmé, že hodnota a_m těchto půd je výrazně vyšší než fluvialních sedimentů (1,40×), a to díky podstatně vyšším obsahům U a Th. Obrázek 5 vyjadřuje poměr draslík versus thorium ve fluvialních sedimentech Středomoravské nivy a půdách na nich vzniklých. Výrazné zvýšení thoria v půdě je z toho obrázku patrné. Příčinou zvýšených obsahů U a Th půdě ve srovnání se vzorky fluvialních sedimentů může být skutečnost, že v souboru analyzovaných vzorků substrátu výrazně převažují písky a štěrky nad jemnozrnnějšími sedimenty. Zimák (2017) dokládá, že jíly v sedimentech Středomoravské nivy vykazují vyšší přirozenou radioaktivitu než písky a štěrky, a to díky vyšším obsahům U a Th. Srovnání obsahů U a Th v různých zrnitostních frakcích získaných ze vzorků sedimentů Středomoravské nivy rovněž ukázalo, že v aleuritové + pelitové frakci jsou vyšší obsahy obou prvků ve srovnání s frakcí psamitovou a psefitovou (Zimák 2017). Na území hodnoceného mapového listu jsou půdy Středomoravské nivy zastoupeny hlavně vegami (zaplavovanými jen mnohaletými vodami). Je proto pravděpodobné, že obsahy U a Th v nivní půdě jsou ovlivňovány jemnozrnným sedimentem, jenž se na povrchu půdy ukládá při občasných záplavách, přerušujících půdotvorný proces.

5. Radioaktivita půd na plochách dlouhodobě a intenzivně zemědělsky využívaných může být ovlivněna touto činností. Hnojení orné půdy může mít vliv na obsahy všech tří sledovaných prvků, zejména však K a U. Aplikace hnojiv s obsahem K ve formě dostupné pro rostliny je nezbytně nutná, doplňuje draslík odčerpávaný

vegetací (např. Zörb et al. 2014), avšak zásadnějším způsobem neovlivňuje relativně vysoký celkový obsah K v půdě. Dlouhodobá aplikace průmyslových fosforečných hnojiv (typu Superfosfát) nebo kombinovaných s obsahem fosfátů (Cererit, NPK) může vést ke zvýšení obsahu U v půdě. Fosforečná hnojiva vyráběná ze surovin pocházejících z ložisek sedimentárního původu mohou mít značné obsahy uranu, běžně v řádu desítek ppm, někdy i více než 100 ppm – vysoké koncentrace uranu v hnojivech mohou mít vliv nejen na radioaktivitu půdy, ale mohou být toxické pro rostlinstvo, dlouhodobá aplikace takových hnojiv může způsobit zvýšení koncentrace uranu v podzemní vodě se všemi následnými dopady (viz např. Guzmán et al. 1995; Yamazaki, Geraldo 2003; Liesch et al. 2015; Bigalke et al. 2018; Selvakumar et al. 2018). Německá „Komise pro ochranu půdy“ doporučila omezení koncentrace uranu v hnojivech legislativní cestou, kdy za mezní koncentraci považuje 50 mg uranu na 1 kg P_2O_5 (na základě informace zveřejněné na www.agris.cz v r. 2012). Autorovi tohoto článku se nepodařilo získat věrohodné informace o obsazích uranu ve fosforečných hnojivech používaných v současné době na území ČR, a proto provedl gamaspektrometrické stanovení K, U a Th v hnojivech zakoupených v olomouckých supermarketech. Analyzovaná hnojiva typu Cererit (NPK 8-13-11 a NPK 11-7-7) s obsahy P_2O_5 ve výši 13 a 7 hm. % byla vyrobena v letech 2016 až 2018 firmami AGRO CS a.s., Lovochemie a.s. a Forestina s.r.o. Obsahy uranu byly v těchto hnojivech zjištěny v rozpětí 16–72 mg U na 1 kg P_2O_5 , průměr z osmi analyzovaných vzorků je 44 mg U na 1 kg P_2O_5 . Vzorek Superfosfátu 17% (tj. 17 hm. % P_2O_5) z roku 2018 (Forestina s.r.o.) obsahuje 63 mg U na 1 kg P_2O_5 . Z výsledků analýz je zřejmé, že fosforečná hnojiva používaná v současnosti na území ČR mají často relativně vysoké obsahy uranu, v polovině vzorků přesahující výše navrhovanou limitní koncentraci 50 mg U na 1 kg P_2O_5 . Nelze vyloučit, že v minulosti byla na našem území používána fosforečná hnojiva s ještě podstatně vyššími obsahy uranu, a tedy s možnými negativními dopady. Ve vzorku hnojiva NPK 8-13-11 vyrobeného v roce 2004 (AGRO CS) bylo zjištěno 128 mg U na 1 kg P_2O_5 . Nutno poznamenat, že v éře socialistické rostlinné výroby byly na jednotkovou plochu orné půdy aplikovány výrazně vyšší dávky průmyslových hnojiv než v současnosti. V bodě 1 zmíněná anomálně vysoká koncentrace uranu v nivní půdě u Bohuňovic (12,4 ppm eU) může být způsobena uranem z průmyslových hnojiv, která mohla být v místě odběru půdního vzorku dočasně deponována.

Závěr

Přirozenou radioaktivitu půd na mapovém listu 24-22 Olomouc lze hodnotit jako nízkou. Maximální průměrná hmotnostní aktivita ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) vypočtená z obsahů K, U a Th pro půdy na osmi rozlišovaných typech půdotvorných substrátů je jen 149 Bq.kg⁻¹. Uvedená hodnota se týká půd vzniklých na proterozoických granitoidech a dioritoidech, jejichž plošný rozsah je zde nepatrný. Plošně nejvýznamnější jsou půdy na spraších (s průměrnou a_m půdy 148 Bq.kg⁻¹), půdy na kulmských

siliciklastikách (142 Bq.kg^{-1}) a nivní půdy (133 Bq.kg^{-1}). Průměrné hodnoty a_m půd na spraších a kulmských siliciklastikách jsou jen nepatrně vyšší ve srovnání s průměrnou a_m jejich půdotvorných substrátů. Půdy Středomoravské nivy však mají průměrnou a_m výrazně vyšší ve srovnání s fluviaálními sedimenty s dominancí písků a štěrků v těžce oblasti, a to díky vyšším obsahům uranu ($1,75\times$) a thoria ($1,60\times$). Obsahy U a Th v nivní půdě jsou

pravděpodobně ovlivňovány jemnozrnným sedimentem, jenž se na povrchu půdy ukládá při občasných záplavách, přerušujících půdotvorný proces.

Poděkování

Poděkování za pomoc s technickým zpracováním grafiky patří Přemyslu Pořádkovi.

Literatura

- Beretka, J., Matthew, P. J. (1985). Natural radioactivity of Australian building materials, industrial wastes and by-products. – *Health Physics*, 48, 87–95. <https://doi.org/10.1097/00004032-198501000-00007>
- Bigalke, M., Schwab, L., Rehmus, A., Tondo, P., Flisch, M. (2018). Uranium in agricultural soils and drinking water wells on the Swiss Plateau. – *Environmental Pollution* 233, 943–951. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2017.09.061>
- Bína, J., Demek, J. (2012). Z nížin do hor: geomorfologické jednotky České republiky. – Academia Praha.
- Bouška, V., Jakeš, P., Pačes, T., Pokorný, J. (1980). *Geochemie*. – Academia Praha.
- Břízová, E., Čtyrtek, J., Hanžl, P., Hladilová, Š., Hrubeš, M., Novák, Z., Švábenická, L., Zapletal, J. (2000). Geologický vývoj a charakteristika jednotek. – In: Hrubeš, M. (ed.): *Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000*. List 24-224 Olomouc, 8–26. Český geologický ústav, Praha.
- Eštoková, A., Palašáková, L. (2013). Study of natural radioactivity of Slovak cements. – *Chemical Engineering Transactions*, 32, 1675–1680.
- Guzmán, E. R., Ríos, M. S., García, J. I., Regil, E. O. (1995). Uranium in phosphate rock and derivatives. – *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 189, 2, 301–306. <https://doi.org/10.1007/BF02042609>
- Hauptman, I., Kukul, Z., Pošmourný, K. (2009). *Půda v České republice*. – Consult Praha.
- Liesch, T., Hinrichsen, S., Goldscheider, N. (2015). Uranium in groundwater — Fertilizers versus geogenic sources. – *Science of the Total Environment*, 536, 981–995. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.05.133>
- Manová, M., Matolín, M. (1995). Radiometrická mapa České republiky 1 : 500 000. – Český geologický ústav, Praha.
- Matolín, M., Chlupáčová, M. (1997). Radioaktivní vlastnosti hornin. – In: Kobr, M. et al.: *Petrofyzika*, 109–126, Vydavatelství Karolinum, Praha.
- Němeček, J., Macků, J., Vokoun, J., Vavříček, D., Novák, P. (2001). Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. – Česká zemědělská univerzita, Praha.
- Němeček, J., Smolíková, L., Kutílek, M. (1990). *Pedologie a paleopedologie*. – Academia, Praha.
- Ngachin, M., Garavaglia, M., Giovani, C., Kwato Njock, M. G., Nourreddine, A. (2007). Assessment of natural radioactivity and associated radiation hazards in some Cameroonian building materials. – *Radiation Measurements*, 42, 61–67. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.07.007>
- Rudnick, R. L., Gao, S. (2003). Vol. 3: The Crust, 3.01– The Composition of the Continental Crust. – In: Holland, H. D., Turekian, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry*, 1–64. Elsevier-Pergamon, Oxford. <http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- Růžička, M., Hrubeš, M., Dvořák, J. (1995): *Geologická mapa ČR 1 : 50 000*. List 24-22 Olomouc. – Český geologický ústav, Praha.
- Selvakumar, R., Ramadoss, G., Menon, M. P., Rajendran, K., Thavamani, P., Naidu, R., Megharaj, M. (2018). Challenges and complexities in remediation of uranium contaminated soils: A review. – *Journal of Environmental Radioactivity*, 192 (2018), 592–603. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2018.02.018>
- UNSCEAR. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (1988). Exposures from natural sources of radiation. Report to the General Assembly. – U. N., New York, USA.
- Yamazaki, I. M., Geraldo, L. P. (2003). Uranium content in phosphate fertilizers commercially produced in Brazil. – *Applied Radiation and Isotopes*, 59, 133–136. [https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(03\)00159-3](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(03)00159-3)
- Zimák, J. (2013). Přirozená radioaktivita metamorfovaných a magmatických hornin na mapovém listu 14-23 Králíky. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 157–161.
- Zimák, J. (2014). Přirozená radioaktivita metamorfít, magmatitů a předkenozoických sedimentů na mapovém listu 14-41 Šumperk. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 99, 2, 85–94.
- Zimák, J. (2015). Vztah mezi přirozenou radioaktivitou hornin a půd na nich vytvořených – základní problém interpretace dat získaných leteckou a terénní gamaspektrometrií. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 22, 1–2, 80–83. <http://dx.doi.org/10.5817/GVMS2015-1-2-80>
- Zimák, J. (2017). Přirozená radioaktivita krystalinika, paleozoických sedimentárních hornin a vybraných kenozoických sedimentů na mapovém listu 24-22 Olomouc. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 24, 1–2, 65–68. <http://dx.doi.org/10.5817/GVMS2017-1-2-65>
- Zörb, Ch., Senbayram, M., Peiter, E. (2014). Potassium in agriculture – Status and perspectives. – *Journal of Plant Physiology*, 171, 656–669. <https://doi.org/10.1016/j.jplph.2013.08.008>

ACTA MUSEI MORAVIAE, SCIENTIAE GEOLOGICAE

Časopis Moravského zemského muzea, jehož první číslo pod titulem Annales Museum Franciscum vyšlo již v roce 1895, vstupuje již do 104. ročníku. Samostatná řada časopisu, která se s názvem „Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae“ tematicky oddělila od obecněji zaměřené přírodovědné řady v roce 1997, přináší původní články a zprávy ze všech oborů geologických věd, zaměřené převážně na území Moravy a Slezska. Posledních 20 let byl časopis veden redakční radou v čele s RNDr. Stanislavem Houzarem, Ph.D., která se i v současném období úbytku píšících autorů zasloužila o kontinuitu a vysokou kvalitu tohoto periodika. Vzhledem k blížícímu se důchodovému věku se dr. Houzar rozhodl předat správu časopisu nové generaci; počínaje letošním rokem (2019, ročník CIV, číslo 1) proto dochází k několika výrazným změnám, došlo k jmenování dvou nových editorů a zřízena nová funkce výkonného redaktora. Za dosavadní práci ve prospěch časopisu patří dr. Houzarovi velké díky celé geologické komunity.

Editoři:

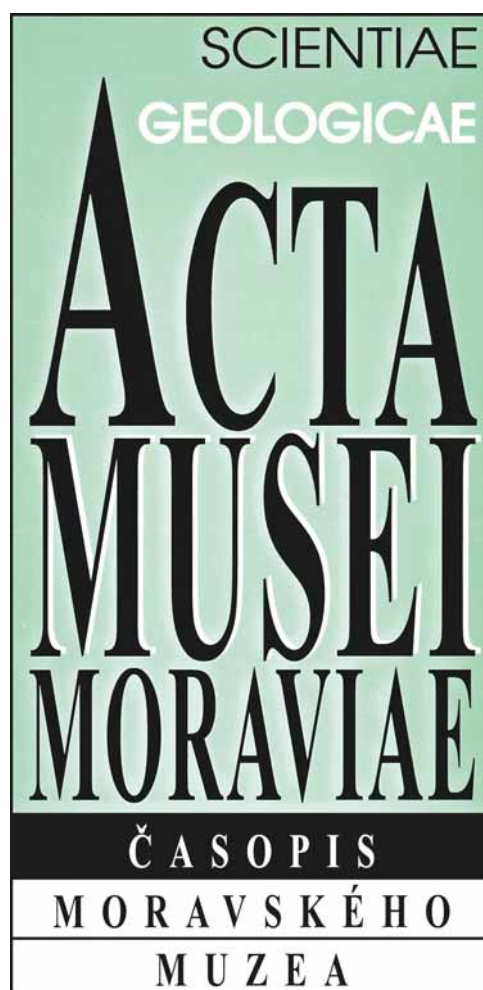
Mgr. Vladimír Hrazdil, Mineralogicko-petrografické oddělení; Moravské zemské muzeum, Brno.
Mgr. Jakub Březina, Geologicko-paleontologické oddělení; Moravské zemské muzeum, Brno.

Výkonný redaktor a adresa redakce:

Mgr. Eva Víšková, Ph.D., Mineralogicko-petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno. e-mail: eviskova@mzm.cz

Redakční rada:

Mgr. David Buriánek, Ph.D.,
Česká geologická služba, Brno
doc. Mgr. Jan Cempírek, Ph.D.,
Masarykova univerzita, Brno
Dr. rer. nat. Andreas Ertl,
Vídeňská univerzita, Vídeň, Rakousko
Mgr. Milan Geršl, Ph.D.,
Mendelova univerzita, Brno
Mgr. Helena Gilíková, Ph.D.,
Česká geologická služba, Brno
doc. Mgr. Martin Ivanov, Dr.,
Masarykova univerzita, Brno
doc. RNDr. Lukáš Krmíček, Ph.D.,
Akademie věd České republiky, Praha
Mgr. Tomáš Kumpan, Ph.D.,
Masarykova univerzita, Brno
prof. RNDr. Milan Novák, CSc.,
Masarykova univerzita, Brno
prof. Adam Pieczka,
Akademia Górniczo-Hutnicza, Krakow, Polsko
Mgr. Martina Robličková, Ph.D.,
Moravské zemské muzeum, Brno
doc. Mgr. Martin Sabol, Ph.D.,
Univerzita Komenského, Bratislava, Slovensko.



Časopis bude i nadále publikovat články v celé šíři geologických věd a články budou přijímány v jazyce českém, slovenském, anglickém a německém. Příspěvky v jiném jazyce a hraniční geologické studie (mladší kvartér, geomorfologie, geoarcheologie) mohou být uvedeny po dohodě s redakcí.

V současnosti dále probíhá jednání o zařazení časopisu Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, do mezinárodní databáze Scopus.

Nově došlo k zprovoznění vlastní internetové stránky časopisu <http://scigeo.actamm.cz>.

Kromě pokynů pro autory jsou zde volně přístupné plné verze článků od roku 2006 až po současnost a postupně budou vkládány vybrané starší články.





Vrt pneumatickou soupravou v opuštěné těžebně u zříceniny Nový Hrádek (NP Podyjí).
Autor K. Kirchner, 2016.



Písky, štěrky a vápnité jíly kroměřížského souvrství v pískovně z. od zaniklé osady Símře.
Autor M. Bubík, 2016.



Sedimenty zazemněného koryta ve štěrkových fluvialních sedimentech nárazového břehu řeky Bečvy u Oldřichova. Na rozhraní podložních štěrků a hlinitých sedimentů bohatých organickou hmotou je uložen kmen jasanu (zcela na levém okraji snímku).
Autor J. Vít, 2015.



Přirozený meandrující tok řeky Odry s několika kusy říčního dřeva, lokalita Kunín.
Autor V. Gurkovský, 2017.



Severní část výkopu, ve kterém byly odkryty různě deformované jíly s čočkami písku.
Výchoz odkryl profil bazální části rozsáhlého sesuvu mezi obcemi Viničné Šumice a Vítovice.
Autor H. Gilíková, 2018.

Scopus®



ČESKOMORAVSKÝ
ŠTĚRK
HEIDELBERGCEMENT Group

