

## 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, Kamenolomy ČR  
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 20. 12. 2021  
v nákladu 50 výtisků

### Sazba a technická redakce:

Pavel Klímeck, Helena Gilíková

### Obal, tiráže, web:

Helena Gilíková, Martin Knížek  
Koncepti obálky vytvořil Jan Kudělásek

### Jazyková úprava:

Eva Žáčková

### 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 978-80-210-7524-5

ISSN 1212-6209 (print)

ISSN 2336-4378 (online)

© 2021 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 diskuze 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 28.ročníku se podíleli, včetně finanční podpory:

Ústav geologických věd PřF, Masarykova univerzita

Česká geologická služba

RNDr. Karel Martyčák – [www.mikroskopy-prodej.cz](http://www.mikroskopy-prodej.cz)

Českomoravský štěrk, a.s.

### Redakce děkuje za práci recenzentům:

prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.; doc. Mgr. Eva Geršlová, Ph.D.; Mgr. Josef Havíř, Dr.; Mgr. Martina Havelcová, Ph.D.; RNDr. Stanislav Houzar, Ph.D.; RNDr. Pavel Kalenda, CSc.; Mgr. et Mgr. Katarína Kapustka, Ph.D.; Mgr. Tomáš Kumpan, Ph.D.; Dr. Ing. Dalibor Matýsek; Mgr. Petr Mikysek, Ph.D.; doc. Mgr. Daniel Nývlt, Ph.D.; prof. RNDr. Antonín Přichystal, DSc.; RNDr. Jiří Rez, Ph.D.; Mgr. Pavel Roštínský, Ph.D.; Ing. Václav Suchý, CSC.; doc. Mgr. Radek Škoda, Ph.D.; Mgr. Dalibor Všianský, Ph.D.; Mgr. Jan Vít, Dr.

*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

Baroň, Ivo .....	67	Otava, Jiří .....	112
Bottig, Magdalena .....	105	Pasternáková, Bibiána .....	105
Bubík, Miroslav .....	85, 112	Poláčková, Marie .....	73
Buriánek, David .....	13, 93	Potůček, Libor .....	112
Cirelli, Enrico .....	50	Rajnoch, Adam .....	67
Dresler, Petr .....	60	Říčka, Adam .....	105
Frybort, Aleš .....	50	Sedláček, Jan .....	44
Gilíková, Helena .....	33	Sedláčková, Irena .....	112
Hanáček, Martin .....	85	Skácelová, Zuzana .....	33
Hladík, Václav .....	7	Slaviček, Karel .....	73
Huzlík, Jiří .....	73	Slobodník, Marek .....	73
Chroustová, Kateřina .....	105	Streit, Radek .....	13
Jelínek, Jan .....	33	Štelcl, Jindřich .....	7
Kirchner, Karel .....	60	Šutjak, Martin .....	67
Krejčí, Oldřich .....	93, 112	Tolászová, Jitka .....	44
Krejčí, Vladimíra .....	93, 112	Tomanová, Petrová Pavla .....	20, 33, 93, 112
Kuda, František .....	60	Tůmová, Helena .....	50
Kuchovský, Tomáš .....	105	Vít, Jan .....	20, 33
Melichar, Rostislav .....	67	Všianský, Dalibor .....	50, 73
Nehyba, Slavomír .....	60	Židek, Martin .....	44

## OBSAH

## CONTENTS

<b>Environmentálně rizikové chemické prvky na odkališti Brno-Hády</b> <i>Environmentally hazardous chemical elements at the Brno-Hády landfill</i> Václav Hladík, Jindřich Štelcl ..... 7	<b>Morfostrukturní doklady ponásunového porušení Pavlovských vrchů, Vnější Západní Karpaty</b> <i>Morphostructural evidences of post-thrust deformation of the Pavlov Hills, Outer Western Carpathians</i> Martin Šuňjak, Adam Rajnoch, Rostislav Melichar, Ivo Baroň ..... 67
<b>Geneze fosfátu v jeseneckých vápencích konicko-mladečského pruhu (drahanský faciální vývoj moravsko-slezského paleozoika na Moravě)</b> <i>The genesis of phosphates in the Jesenec Limestone of the Konice-Mladeč Belt (Drahany Facies Domain of the Moravian-Silesian Paleozoic in Moravia)</i> David Buriánek, Radek Streit ..... 13	<b>Neuspořádaný uhlík v tektonických zónách paleozoických sedimentů (devon moravskoslezského paleozoika)</b> <i>Disordered carbon in tectonic zones of the Palaeozoic sediments (Devonian of the Moravosilesian Palaeozoic)</i> Marek Slobodník, Dalibor Všianský, Karel Slaviček, Marie Poláčková, Jiří Huzlík ..... 73
<b>Kenozoické sedimenty v lomu Předklášteří u Tišnova</b> <i>Cenozoic sediments in the Předklášteří u Tišnova Quarry</i> Oldřich Krejčí, Miroslav Bubík, David Buriánek, Nela Doláková, Vladimíra Krejčí, Slavomír Nehyba, Pavla Tomanová Petrová, Jan Vít ..... 20	<b>Maximální rozšíření pleistocenního ledovcového štítu ve Vnějších Západních Karpatech a Východních Sudetech – současné znalosti a nový důkaz</b> <i>Maximum extent of the Pleistocene ice sheet in the Outer Western Carpathians and Eastern Sudetes – current knowledge and new evidence</i> Martin Hanáček, Miroslav Bubík ..... 85
<b>Paleoúdolí Doubravník–Borač ve světle elektrické odporové tomografie (ERT), jeho 3D model a vazba na hydrogeologický rajon 2242 (Kuřimská kotlina), karpatská předhlubeň</b> <i>Paleo-valley Doubravník–Borač in the light of electrical resistivity tomography (ERT), its 3D model and connection to hydrogeological district 2242 (Kuřimská kotlina), Carpathian Foredeep</i> Jan Vít, Jan Jelínek, Zuzana Skácelová, Pavla Tomanová Petrová, Helena Gilíková ..... 33	<b>Mineralogická charakteristika sekundárních změn miocenních vulkanoklastických hornin z jižní a střední Moravy (Česká republika)</b> <i>Mineralogical characteristic of secondary alteration of Miocene volcanoclastic rocks in South and Middle Moravia (Czech Republic)</i> David Buriánek, Oldřich Krejčí, Vladimíra Krejčí, Pavla Tomanová Petrová ..... 93
<b>Kontaminace příbřežních sedimentárních těles řeky Odry u Bohumína organickými polutanty</b> <i>Contamination of channel side bars of the Odra River near Bohumín by organic pollutants</i> Jan Sedláček, Jitka Tolaszová, Martin Židek ..... 44	<b>Hydrochemické vlastnosti zdrojů termálních minerálních vod v oblasti Pasohlávky – Laa an der Thaya</b> <i>Hydrochemical properties of thermal mineral water sources in the Pasohlávky – Laa an der Thaya region</i> Bibiána Pasternáková, Tomáš Kuchovský, Kateřina Chroustová, Adam Říčka, Magdalena Bottig ..... 105
<b>Provenience bílého mramoru z archeologické lokality San Severo v Classe (Ravenna, Itálie)</b> <i>Provenance of white marble from the archaeological site of San Severo in Classe (Ravenna, Italy)</i> Helena Tůmová, Dalibor Všianský, Enrico Cirelli, Aleš Frýbort ..... 50	<b>Doklady redepozice křídových sedimentů do uloženin spodního miocénu mezi Černou Horou a Závistí</b> <i>Evidence of reworked Cretaceous sediments in the lower Miocene deposits between Černá Hora town and Závist village</i> Jiří Otava, Miroslav Bubík, Pavla Tomanová Petrová, Oldřich Krejčí, Vladimíra Krejčí, Libor Potůček, Irena Sedláčková ..... 112
<b>Rekonstrukce průběhu říčních koryt s použitím elektrické odporové tomografie</b> <i>Reconstruction of the fluvial channel planform topography based on ERT data</i> Slavomír Nehyba, Petr Dresler, František Kuda, Karel Kirchner ..... 60	



# Environmentálně rizikové chemické prvky na odkališti Brno-Hády

Environmentally hazardous chemical elements at the Brno-Hády landfill

Václav Hladík<sup>1</sup> ✉, Jindřich Štelcl<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PFF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ČR

<sup>2</sup> Katedra biologie, Pedagogická fakulta, Masarykova univerzita, Poříčí 7, 603 00 Brno, ČR

## Key words:

Waste dump Brno-Hády, fly ash, heavy metals, radioactive elements, microspheres, arsenic

✉ hlad.v@mail.muni.cz

## Editor:

Jiří Faimon

## Abstract

The studied area is located in Brno-Vinohrady. This location was used for fly ash dumping. Fly ash as a product of coal combustion was deposited there in period from 1967 to 1997 from the in the Červený mlýn and Špitálka heating plants. This material has the ability to absorb pollutants, especially heavy metals in its structure. Elevated concentrations of these elements thus represent a potential environmental risk. The main impulse to have a closer look at this waste dump and the fly ash composition is the planned building of a leisure complex in this area in the near future.

The fly ash morphology was investigated by a scanning electron microscope (SEM). The results proved the presence of microspheres. On their surface, heavy metals and other contaminants can be accumulated. The contents of heavy metals were determined in the studied material by atomic absorption spectroscopy (AAS) and X-ray fluorescence (XRF) analysis. Measured values were compared with the limit values of environmental pollution published by the Ministry of the Environment of the Czech Republic and with the results of previous studies from the same place. The limits were exceeded slightly by cobalt (Me = 41.62 ppm; Max = 58.30), and a lot of arsenic (Me = 380.62; Max = 593.35). Amount of arsenic was thus compared with the exposure models, which were created for this location earlier. Its concentration transgressed the line of potential risk for a human organism. The number of radionuclides in the analyzed material by laboratory gamma-ray spectrometry (Me: K = 1.75 %, eU = 6.50 ppm, eTh = 16.75 ppm) was converted to the specific activity of <sup>226</sup>Ra ( $a_m$ ; Me = 212.40 Bq kg<sup>-1</sup>) and compared with the limit which is 370 Bq kg<sup>-1</sup>. This method proved that the deposited material does not contain potentially dangerous amounts of natural radionuclides.

Based on the results of this study, especially on the amount of arsenic, the waste dump Brno-Hády represents a potentially dangerous location for the human organism and requires adjustments for possible future utilization as a leisure complex.

## Doporučená citace článku:

Hladík, V., Štelcl, J. (2021).

Environmentálně rizikové chemické prvky na odkališti Brno-Hády. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 7–12.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-14056>

## Úvod

Na ploše bývalého odkaliště popílků Brno-Hády (obr. 1) je již dlouhodobě plánováno vybudování volnočasového areálu pro přilehlé městské části Vinohrady a Líšeň. Materiál, který zde byl deponován v období let 1967–1997 (Ondráček 2009), obsahuje polutanty a přirozené radioaktivní prvky (Fečko et al. 2003). Z tohoto důvodu může jeho přítomnost na lokalitě představovat potenciální nebezpečí pro přilehlý ekosystém včetně lidského organismu. Toto riziko je v poslední době vlivem stoupajícího rekreačního využití stále aktuálnější. Lze předpokládat, že vybudováním parku by došlo ke zvýšení potenciálu ohrožení jeho návštěvníků. Cílem provedeného výzkumu tak bylo posouzení

environmentálního rizika ve studovaném území a posouzení jeho vhodnosti k případnému rekreačnímu využití.

První průzkum sloužící k ověření nezávadnosti lokality byl proveden již v průběhu roku 1997. Potenciální riziko představovala podle jeho výsledků pouze vyšší koncentrace arsenu, ale to až v hloubce okolo sedmi metrů pod povrchem (Morice 1997). Významným příspěvkem k problematice bývalého odkaliště byla práce Ondráčka (2009), který rovněž vytvořil expoziční modely pro případ rekreačního využití dané lokality. Tyto modely pracují s několika faktory, mezi něž patří například koncentrace chemické látky, doba trvání expozice a její frekvence, objem inhalovaného vzduchu nebo průměrná hmotnost dospělého člověka. Autor v uvedené studii rovněž upozorňuje na lokálně zvýšené koncentrace As s jeho negativním účinkem na lidský organismus. Další výzkumy uskutečněné na odkališti v uplynulých letech (Doleželová 2013; Příkazská 2017) vyšší koncentrace As potvrdily, a to již ve svrchní části horizontu.

### Geologické poměry

Podloží odkaliště tvoří biotitické granodiority brněnského batolitu, které Štelcl a Weiss eds (1986) označují jako typ Královo Pole. V prostoru zájmového území přecházejí krystalinické horniny ve své svrchní části do eluvia majícího charakter písků až štěrků s úlomky neztvrdělé horniny, a to především ve východní části odkaliště, kde dosahují mocnosti až 10 m. Jeho západní plochu budují nad granitoidním podložím zejména kvartérní spraše a hrubozrnné štěrky vyšší terasy Svitavy (obr. 1). Nejsvrchnější vrstvu reprezentují produkty spalování uhlí – popílků, dovážené a sypáním uložené z teplárny

Červený mlýn a naplavované ve vodní suspenzi potrubím z teplárny Špitálka v areálu odkaliště v období let 1967–1997. Jižní polovina bývalého odkaliště je díky reaktivaci překryta více než jeden metr mocnou navázkou, jejíž přítomnost znemožnila v této části zájmové plochy provést odběry vzorků. Průměrná mocnost popílků činí na lokalitě 11 m, přičemž jejich celkové množství dosahuje cca 1 540 000 m<sup>3</sup>. Mimo popílků zde byly v minulosti uloženy rovněž vápenné a vápenoželezité kaly o objemu 136 800 m<sup>3</sup> (Ondráček 2009).

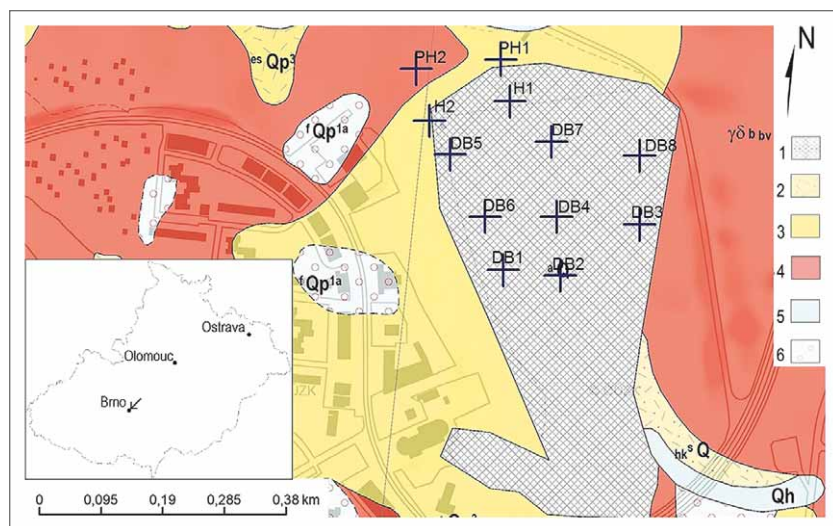
### Metodika

V rámci studia bylo na ploše odkaliště pomocí nárazecí sondy odebráno osm vzorků (DB1–DB8) z hloubky 1–2 m pod povrchem (obr. 1). Tyto vzorky byly analyzovány na stanovení obsahu vybraných prvků prostřednictvím atomové absorpční spektrometrie (AAS) a rentgenové fluorescenční analýzy (XRF). Z dokumentačních bodů byly rovněž odebrány povrchové vzorky popílků k popisu jejich struktury pomocí elektronového mikroskopu a k posouzení obsahu přirozených radioaktivních prvků. Dodatečně byly za účelem posouzení potenciálního ohrožení okolního ekosystému odebrány další čtyři vzorky, a to dva z prostoru s hráze (H1, H2) a z prostoru za touto hrází (PH1, PH2) – viz obrázek 1. Tyto vzorky byly odebrány kopanou sondou z hloubky cca 25 cm a byly analyzovány metodou AAS.

Ke studiu morfologie částic popílků byl použit elektronový skenovací mikroskop JEOL JSM 6490LV (operátor J. Štelcl). Vysušení vzorků proběhlo při teplotě 40 °C do konstantní hmotnosti. Vysušené vzorky byly nalepeny na uhlíkovou pásku a následně vakuově pokoveny zlatem.

Snímkování proběhlo v režimu zpětně odražených elektronů při urychlovacím napětí 15 kV.

Stanovení koncentrací K, U a Th bylo provedeno laboratorním gamaspektrometrem SG-1000LAB vybaveným scintilačním NaI:Tl detektorem o objemu 0,35 dm<sup>3</sup>. Koncentrace draslíku byly zjišťovány na základě aktivity <sup>40</sup>K, koncentrace U a Th nepřímou na základě aktivity jejich dceřiných produktů (tyto koncentrace jsou tak v dalším textu označovány jako eU a eTh). Před vlastním měřením byly vzorky vysušeny a uzavřeny do plastových pouzder, v nichž byly uskladněny po dobu 25 dní za účelem ustálení radioaktivní rovnováhy. Naměřené hodnoty byly převedeny na hmotnostní aktivitu ekvivalentu <sup>226</sup>Ra (a<sub>m</sub>). K vlastnímu výpočtu byly použity následující přepočtové koeficienty (Beretka, Matthew 1985): 1 % K v hornině = 313,00 Bq kg<sup>-1</sup> <sup>40</sup>K, 1 ppm U v hornině = 12,35 Bq kg<sup>-1</sup> <sup>226</sup>Ra, 1 ppm



Obr. 1 Mapa zájmové lokality (podle Hanžl ed. 2020; Gilíková a Hladil eds. 2010, upraveno); 1 – antropogenní uložení nerozlišené (současná plocha odkaliště); 2 – svahové hlinitokamenité až kamenitohlinité sedimenty; 3 – spraše a sprašové hlíny; 4 – středně až hrubě zrnitý biotitický granodiorit; 5 – splachové písčitoohlinité sedimenty; 6 – fluvialní písčité štěrky (vyšší úroveň). Odběrové body jsou označeny křížkem.

Fig. 1: The map of the locality (according to Hanžl ed. 2020, Gilíková a Hladil eds. 2010, modified); 1 – anthropogenic deposits undifferentiated (the current area of the waste dump); 2 – colluvial aluminous to stony clay deposits; 3 – loess and loess clay; 4 – medium to coarse-grained biotite granodiorite; 5 – wash sandy loam sediments; 6 – fluvial sandy gravel (a higher level). Sampling points are marked with a cross.

Th v hornině = 4,06 Bq kg<sup>-1</sup> <sup>232</sup>Th. Hmotnostní aktivita pak byla vypočtena pomocí vztahu:  $a_m = 12,35U + (1,43 \times 4,06Th) + (0,077 \times 313K)$ .

Stanovení vybraných kovů a polokovů probíhalo metodou AAS, kontrolní stanovení pak méně přesnou metodou XRF. Pro potřeby obou uvedených metod byly jednotlivé vzorky předem vysušeny a síťovány na zrnitost < 0,5 mm. V případě AAS byly analyzované vzorky navíc nadrceny v achátovém drtiči a rozpuštěny roztokem kyseliny chloristé a kyseliny fluorovodíkové. Získané roztoky byly analyzovány spektrometrem SOLAAR M5 TJA (analytik P. Kadlec).

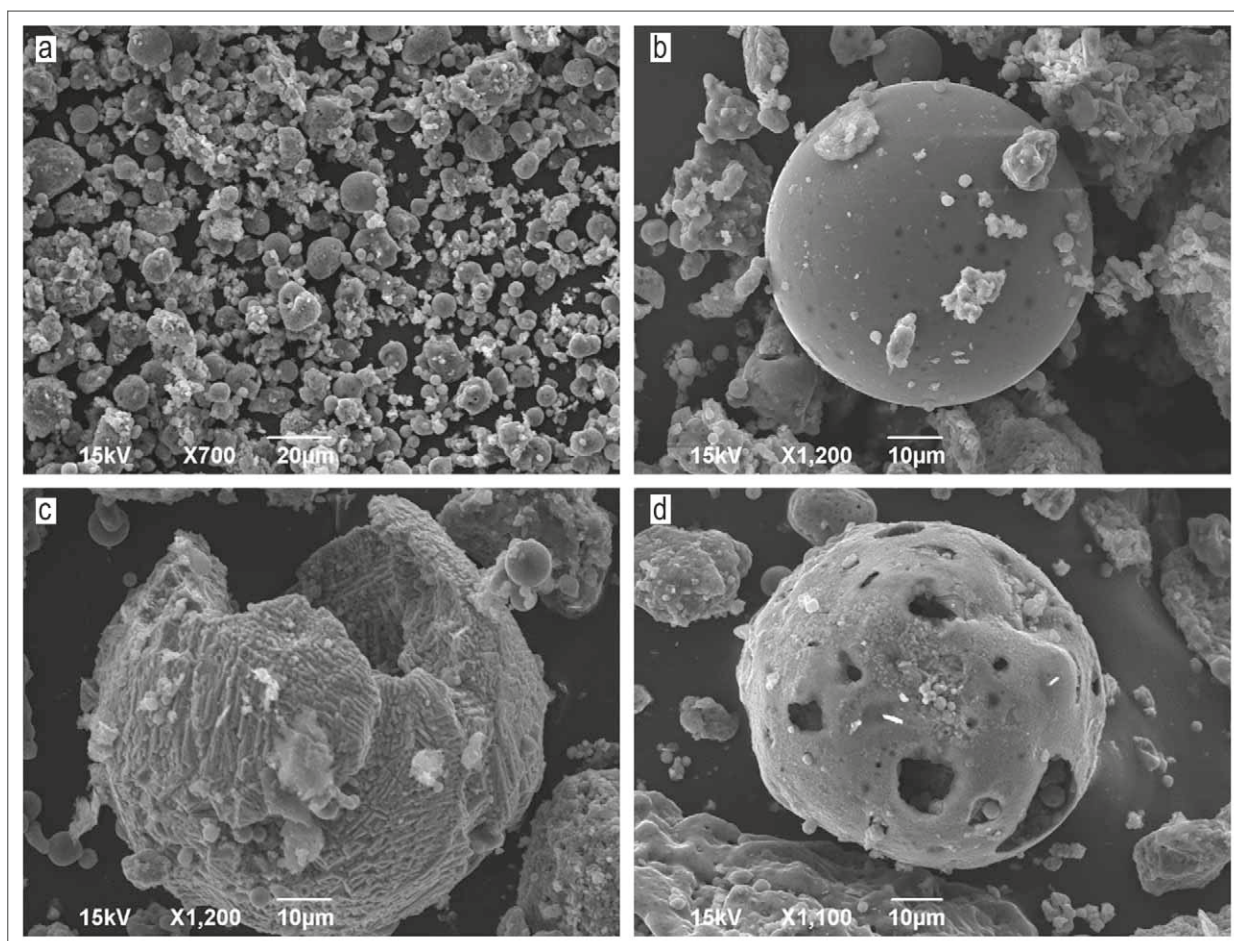
Pro rtg-analýzu byly vysušené práškové vzorky lisovány do tablet. Tablety byly analyzovány na přítomnost těžkých kovů, primárně však na množství rtuti, kterou nelze zachytit metodou AAS, a to pomocí stolního energiově disperzního rtg-fluorescenčního spektroskopu (ED-XRF) s polarizovaným svazkem Rigaku NexCG (analytik K. Slavíček). Přístroj je vybaven Pd anodou o výkonu 50 W a SSD detektorem s rozlišením 145 eV a využívá nepřímé excitace pomocí sekundárních terčů k docílení lepšího poměru signál-šum. Délka měření činila 300 sekund na každý terč. Všechny analytické práce byly provedeny v laboratořích Ústavu geologických věd PŘF MU.

## Výsledky a diskuze

Popílký pocházející z odkaliště Brno-Hády jsou morfologicky tvořeny převážně dvěma typy částic, a to „spečenými“ nepravidelně omezenými zrny nedopalu a mikrosférami (obr. 2a, 2b). Tyto kulovité částice jsou typickými produkty vysokoteplotního spalování uhlí a lze mezi nimi rozlišit duté cenosféry (obr. 2c) a plerosféry, které jsou místy vyplněny drobnějšími mikrosférami (obr. 2d). Velmi hrubý povrch mikrosfér umožňuje vznik povlaků usnadňujících akumulaci případných polutantů (Fečko et al. 2003). Velikost pozorovaných mikrosfér (2,5–90,0 μm) je nižší oproti velikosti udávané v odborné literatuře (20–200 μm). Větší měrný povrch může být jednou z příčin vyššího obsahu mikročástic v povlacích mikrosfér, a tím i větší pravděpodobnosti akumulace potenciálních kontaminantů.

K posouzení potenciálního rizika ohrožení okolního ekosystému byly pomocí AAS porovnány vzorky pocházející z vlastní plochy odkaliště (DB1–DB8) z prostoru hráze (H1 a H2) a severně pod touto hrází (PH1, PH2). Materiál byl analyzován s důrazem na přítomnost a obsah mědi, zinku, olova, kobaltu, niklu, kadmia a arсенu (tab. 1).

Koncentrace Cu na ploše vlastního odkaliště se pohybuje v rozmezí od 32,77 (DB3) do 101,35 (DB2) ppm,



Obr. 2: Mikrofotografie popílků; a – morfologie popílků – mikrosféry a částice nedopalu; b – mikrosféra obklopená částicemi nedopalu; c – perforovaná cenosféra; d – plerosféra vyplněná menšími mikrosférami. BSE snímky.

Fig. 2: Microphotos of the fly ash; a – morphology of fly ash – microspheres and unburned carbon particles; b – microsphere surrounded by unburned carbon particles; c – perforated cenosphere; d – plerosphere filled with smaller microspheres. BSE images.

Tab. 1: Koncentrace těžkých kovů [ppm] na ploše odkaliště; < DL – Koncentrace pod detekčním limitem; DL – Průměrná hodnota detekčního limitu.

Tab. 1: Concentrations of heavy metals in the area of the waste dump [ppm]; < DL – A concentration below the limit of detection; DL – An average value of the limit of detection.

	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Cd	As
DB1	86,86	155,16	14,06	46,70	107,45	< DL	383,77
DB2	101,35	233,07	47,75	32,66	106,45	< DL	377,46
DB3	32,77	118,94	0,00	0,00	24,48	< DL	80,39
DB4	88,70	164,74	18,75	39,38	109,89	< DL	438,91
DB5	84,78	199,62	24,48	43,86	109,92	< DL	324,20
DB6	87,58	213,81	32,59	48,64	105,85	< DL	593,35
DB7	88,16	144,18	0,00	58,30	120,20	< DL	224,48
DB8	85,41	189,81	27,00	39,34	111,12	< DL	390,77
PH1	35,20	105,50	15,80	9,00	52,10	< DL	< DL
PH2	6,70	68,40	< DL	< DL	18,10	< DL	< DL
H1	< DL	76,40	< DL	< DL	16,70	< DL	< DL
H2	< DL	82,30	< DL	< DL	15,10	< DL	< DL
DL	10,25		25,00	20,25		8,00	95,00

zatímco v okolí odkaliště jsou zaznamenané hodnoty Cu nižší s naměřeným maximem 35,20 ppm. Relativní rozdíl obsahů zinku ve vzorcích odebraných na zájmové ploše a za její hranici je ze všech těžkých kovů nejnižší. Obsahy zjištěné v zájmové oblasti se pohybují od 118,94 (DB3) do 233,07 (DB2) ppm, maximum koncentrací tohoto prvku mimo vlastní plochu odkaliště dosahuje hodnoty 105,50 ppm, a je tedy nižší než minimum zjištěné v zájmové ploše (odběrového bodu DB3). Rovněž koncentrace Pb a Co jsou na ploše odkaliště zvýšené oproti jeho okolí, pouze v jednom případě byl i na ploše odkaliště prokázán obsah obou prvků pod detekčním limitem (DB3). Medián naměřených hodnot koncentrací Pb činí 21,62 ppm, u Co pak 41,62 ppm. V okolí odkaliště bylo Pb a Co zjištěno pouze u odběrového bodu PH1. Analyticky zjištěné koncentrace Ni se pohybují v rozmezí od 24,48 (DB3) do 120,20 ppm (DB7). V okolí odkaliště dosahují, stejně jako v případě všech předchozích prvků, svého maxima ve vzorku u odběrového bodu PH1, kde jeho hodnota činí 52,10 ppm. Koncentrace kadmia se ve všech vzorcích nacházejí pod detekčním limitem použitého přístroje. Mezi nejvýznamnější detekované kontaminanty patří arsen, jehož analyticky zjištěné maximum dosahuje hodnoty 593,35 ppm a medián koncentrací z plochy odkaliště činí 380,61 ppm. V případě všech vzorků odebraných v prostoru hráze a pod touto hrází ležela koncentrace arsenu vždy pod detekčním limitem přístroje. Obsahy všech analyzovaných polutantů na zájmové ploše jsou, s výjimkou kadmia, zvýšené oproti jejich průměrným koncentracím ve svrchní zemské kůře (AVG: As = 4,8; Cd = 0,1; Co = 17,3; Cu = 28,0; Ni = 47,0; Pb = 17,0; Zn = 67,0 ppm) (Rudnick 2014). Ze srovnání získaných dat s limitními hodnotami těžkých kovů publikovanými v Metodickém pokynu MŽP (MŽP 2013) vyplývá, že k mírnému překročení mezních hodnot (As = 0,61; Cd = 70; Co = 23; Cu = 3 100;

Ni = 1 500; Pb = 400; Zn = 23 000, vše v ppm) došlo na odkališti pouze u kobaltu, mnohonásobně však u arsenu (v průměru víc než 500×). Přestože jsou pro tento prvek běžné mírně nadlimitní koncentrace na celém území České republiky, koncentrace nalezené na odkališti jsou alarmující. Obecně platí, že samotné překročení limitních hodnot ještě nemusí znamenat potenciální ohrožení ekosystému, proto se v případě zvýšeného překročení vytvářejí expoziční modely pro danou lokalitu a záměr. Pro studovanou lokalitu již byly v minulosti navrženy expoziční modely pro koncentrace As, a to jak pro vlastní rekreační využití, tak i pro stavební práce, spojené s jejím vybudováním (Ondráček 2009). Analýzy byly provedeny podobnou metodikou, jako v této práci: vzorky byly odebrány

z hloubky prvních metrů pod povrchem a koncentrace těžkých kovů v nich byla stanovena atomovou emisní spektrometrií. Tyto modely vycházely z tehdy naměřené průměrné (179 ppm) a maximální (385 ppm) koncentrace arsenu. Ondráček (2009) zmiňuje na studovaném úložišti možnost potenciálního zdravotního ohrožení organismu pouze v místech s maximální koncentrací arsenu, u nichž byla v případě karcinogenního rizika ELCR (Excess Lifetime Cancer Risk) vypočtena hodnota  $3,30 \cdot 10^{-6}$ . Vypočtená hodnota převyšuje limit  $1 \cdot 10^{-6}$ , jehož překročení signalizuje zvýšenou pravděpodobnost vzniku karcinogenního onemocnění. Prezentovaná práce však ukazuje, že i tato maxima (385 ppm) jsou v některých místech úložiště (DB4, DB6, DB8) překročena, což je v souladu i s pozdějšími výzkumy provedenými na lokalitě (např. Doleželová 2013 stanovila  $As_{(AVG)} = 286$  ppm a  $As_{(MAX)} = 638$  ppm).

Obsah rtuti se ve studovaných vzorcích pohybuje na hranici detekčního limitu (ND) použitého přístroje. Spektrální čára  $L\alpha$  je v případě Hg v zákrytu s píkem  $K\alpha$  Ge, jejíž intenzity ve vzorcích jsou vyšší, rtuť tak lze předpokládat pouze u vzorků DB2, DB3, DB4, DB8 (tab. 2).

Tab. 2: Koncentrace rtuti a germania [ppm] na ploše odkaliště; < DL – Koncentrace pod detekčním limitem.

Tab. 2: Concentration of mercury and germanium in the area of the waste dump [ppm]; < DL – A concentration below the limit of detection.

	Hg				Ge			
	průměr	směrodatná odchylka	limit detekce	limit stanovení	průměr	směrodatná odchylka	limit detekce	limit stanovení
DB1	< DL	7,41	22,20	66,70	131,00	4,75	5,08	15,20
DB2	17,60	3,73	9,74	29,20	46,50	2,30	2,93	8,80
DB3	17,30	4,47	11,70	35,00	13,10	2,53	6,42	19,30
DB4	32,50	6,90	18,70	56,10	106,00	4,41	7,11	21,30
DB5	< DL	7,29	21,20	63,70	179,00	5,50	6,19	18,60
DB6	< DL	10,70	32,00	95,90	235,00	7,79	14,80	44,40
DB7	< DL	7,72	22,00	66,00	96,40	4,79	7,23	21,70
DB8	27,00	7,53	21,10	63,60	153,00	7,73	5,00	15,00



Tab. 3: Koncentrace K, eU, eTh a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity  $^{226}\text{Ra}$  ( $a_m$ )Tab. 3: Concentration of K, eU, eTh and calculated values of specific activity  $^{226}\text{Ra}$  ( $a_m$ )

	K [%]	STDEV	eU [ppm]	STDEV	eTh [ppm]	STDEV	$a_m$ [Bq kg <sup>-1</sup> ]
DB1	1,90	0,10	1,60	0,30	10,50	0,70	126,50
DB2	1,70	0,20	3,50	0,40	11,90	1,20	153,30
DB3	1,80	0,30	7,30	0,60	16,10	1,50	227,00
DB4	1,80	0,30	6,30	0,70	17,40	1,70	222,20
DB5	1,20	0,30	6,70	0,70	13,90	1,80	192,40
DB6	1,90	0,30	7,60	0,60	19,50	1,60	252,90
DB7	1,50	0,20	5,20	0,50	17,60	1,40	202,60
DB8	1,50	0,30	8,10	0,80	17,70	1,90	238,90
PH1	1,70	0,20	3,20	0,50	14,30	1,20	163,50
PH2	1,90	0,20	2,80	0,30	12,30	0,80	151,80
H1	2,20	0,20	1,80	0,30	11,30	0,80	140,90
H2	2,20	0,20	2,10	0,40	12,70	1,00	152,70

U zbývajících vzorků není sice možné přítomnost rtuti vyloučit, její potenciální množství se však vždy nachází pod detekčním limitem přístroje. Prostřednictvím ED-XRF byly rovněž změřeny koncentrace výše uvedených těžkých kovů. Takto zjištěné koncentrace korelují s přesněji naměřenými koncentracemi vybraných polutantů metodou AAS a potvrzují tak rozptyl jejich zjištěných hodnot.

Laboratorní gamaspektrometrií byly v analyzovaném materiálu přímo stanoveny koncentrace draslíku a nepřímo také koncentrace uranu (eU) a thoria (eTh). Výsledky doplněné o vypočtenou hmotnostní aktivitu ekvivalentu  $^{226}\text{Ra}$  (Beretka a Matthew 1985),  $a_m$ , jsou uvedeny v tabulce 3. Limitní hodnota  $a_m$ , stanovená Beretkou a Matthewem (1985) na 370 Bq kg<sup>-1</sup>, nebyla ani u jednoho vzorku na odkališti Brno-Hády překročena. Zhodnocení přítomnosti přirozených radionuklidů potvrdilo na zkoumané ploše lokálně jen jejich mírně zvýšené koncentrace, zjištěná množství však nepředstavují potenciální riziko ohrožení okolního ekosystému. S ohledem na nízké koncentrace přirozených radionuklidů by bylo naopak možné uvažovat o využití deponovaných popílků v rámci rekultivace lokality jako materiálu vhodného pro stavební účely, neboť ani limitní hodnota hmotnostní aktivity platná aktuálně pro betonový materiál (300 Bq kg<sup>-1</sup>) nebyla jak v odebraných vzorcích, tak ani v publikovaných výzkumných zprávách z této lokality (Hela et al. 2013; Ondráček 2009) zaznamenána.

## Závěr

Odkaliště Brno-Hády představuje jeden z příkladů antropogenního ovlivnění studovaného území v minulém století. Jeho rekultivace a následná udržitelnost patří

z environmentálního pohledu k aktuálním otázkám dnešní doby. Výsledky práce upozorňují na případná zdravotní rizika spojená s dalším možným využitím této lokality.

Studium popílků pomocí elektronového mikroskopu potvrdilo ve zkoumaném materiálu přítomnost mikrosfér jako typických produktů vysokoteplotního spalování uhlí. Z morfologického hlediska byly identifikovány částice nedopalu vyskytující se společně s cenosférami či plerosférami. Přítomné mikrosféry dosahují v průměru menší velikosti, než jsou rozměry běžně uváděné v literatuře, což může být i jednou z příčin zvýšené koncentrace polutantů.

Z výsledků atomové absorpční spektrometrie vyplývá, že zájmová lokalita

byla v průběhu ukládání odpadu sekundárně obohacena o těžké kovy (Cu, Zn, Ni, Co, Pb), jejich koncentrace vyjma kobaltu však zůstala v podlimitních hodnotách. Dále lokalita vykazuje vysoké obohacení arsenem, jehož množství výrazně převyšuje doporučené limity. Analyticky identifikovatelné koncentrace Hg byly potvrzeny jen u poloviny odebraných vzorků a jejich množství se zpravidla pohybuje na hranici detekčního limitu ED-XRF použitého přístroje. Přítomnost kadmia nebyla prokázána. Většina kontaminantů potvrzených v deponovaných popílcích nepředstavuje potenciální zdravotní ohrožení obyvatelstva. Limitní hodnoty již dříve vypracovaných expozičních modelů naopak výrazně přesahují koncentrace arsenu.

Na základě hodnot získaných přepočtem naměřených obsahů přirozených radionuklidů na hmotnostní aktivitu ekvivalentního množství  $^{226}\text{Ra}$  a porovnání koncentrací těchto prvků a těžkých kovů v prostoru odkaliště i v jeho bezprostředním okolí, lze v souladu s dřívějšími výsledky považovat lokalitu bývalého odkaliště popílků Brno-Hády z hlediska ohrožení okolního ekosystému za bezpečnou.

Za potenciálně rizikovou lze tudíž označit pouze přítomnost arsenu, jehož koncentrace v uložených odpadech by si za předpokladu využívání studovaného území jako volnočasového rekreačního areálu nutně vyžádaly další sanační zásahy.

## Poděkování

Autoři děkují recenzentům doc. Ing. Jiřímu Faimonovi, Dr., Mgr. Daliborovi Všianskému, Ph.D., doc. Mgr. Radku Škodovi, Ph.D. a kolegovi Bc. Petru Štursovi za připomínky a rady, které vedly ke značnému zkvalitnění předloženého příspěvku.

**Literatura**

- Beretka, J., Matthew, P. J. (1985). Natural radioactivity of Australian building materials, industrial wastes and by-products. – Health Phys. 48, 87–95.
- Doleželová, S. (2013). Odkaliště sypaných průmyslových odpadů jako specifický druh ekologických zátěží. – MS, bakalářská práce. Katedra biologie, Pedagogická fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Fečko, P., Kušnierová, M., Lyčková, B., Čablík, V., Farkašová, A. (2003). Popílky – Vysoká škola báňská – Technická univerzita. Ostrava.
- Gilíková, H., Hladil, J. (eds), Bubík, M., Černý, J., Hrdličková, K., Kunceová, E., Melichar, R., Otava, J., Tomanová Petrová, P., Vít, J. (2010). Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 24-413 Mokrý-Horákov. – MS, Česká geologická služba. Praha.
- Hanžl, P. (ed.), Baldík, V., Bubík, M., Buriánek, D., Dolníček, Z., Dvořák, I., Fůrychová, P., Havlín, A., Hrdličková, K., Kociánová, L., Konečný, F., Krejčí, O., Krejčí, Z., Krumlová, H., Kryštofová, E., Müller, P., Paleček, M., Pecina, V., Pecka, T., Poul, I., Sedláčková, I., Skácelová, D., Skácelová, Z., Slobodník, M., Šrámek, J., Tomanová Petrová, P., Večeřa, J., Vít, J. (2020). Vysvětlivky k Základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 24-324 Brno-sever. 152 s. – Česká geologická služba. Praha
- Hela, R., Sokol, P., Donát, P., Košařová, G., Orsáková, D. (2013). Popílek v betonu. – ČEZ Energetické produkty s.r.o. Brno.
- Moric, P. (1997). Odkaliště Hády: doplňkový inženýrskogeologický a hydrogeochemický průzkum. – MS, doplňkový průzkum. Aquatis a. s. Brno.
- Ondráček, P. (2009). Odkaliště Hády-analýza rizika. – MS, závěrečná práce. Envi Aqua, s.r.o. Brno.
- MŽP (2013). Indikátory znečištění. – Metodický pokyn MŽP. Ministerstvo životního prostředí. Praha. Dostupné z: Microsoft Word – MP Indikátory znečištění\_2013\_v2.doc (mzp.cz)
- Příkazská, M. (2017). Je bývalé odkaliště Brno-Hády ekologickým rizikem? – MS, středoškolská odborná činnost. Gymnázium Brno, Vídeňská. Brno.
- Rudnick, R. (2014). Treatise on Geochemistry, The Crust. – Composition of the Continental Crust, vol 4, 1–51.
- Štelcl, J., Weiss, J. (eds) (1986). Brněnský masív. – Univerzita Jana Evangelisty Purkyně. Brno. 255 s.

# Geneze fosfátu v jeseneckých vápencích konicko-mladečského pruhu (drahanský faciální vývoj moravskoslezského paleozoika na Moravě)

The genesis of phosphates in the Jesenec Limestone of the Konice-Mladeč Belt (Drahany Facies Domain of the Moravian-Silesian Paleozoic in Moravia)

David Buriánek<sup>1</sup> ✉, Radek Streit<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 602 00 Brno, ČR

<sup>2</sup> Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ČR

## Key words:

petrography, apatite, limestones, Famennian, Tournaisian, Rhenocynian foreland basin, Bohemian Massif

✉ david.burianek@geology.cz

## Editor:

Marek Slobodník

## Abstract

*Jesenec Limestone of the Famennian to Tournaisian age belongs to the Drahany Facies Domain (Development) of the Moravian-Silesian Paleozoic sedimentary sequence. Massive micritic and biosparitic limestone layers occasionally alternate with sandy limestone and limestone with an admixture of pyroclastic material.*

*Several mm to 25 mm angular and rounded fragments of black phosphorites were found in the investigated limestones crop out in the Konice-Mladeč Belt (sediments and volcanites) north of the villages of Džbel and Jesenec. We use an optical microscope and electron probe microanalysis to classify and interpret these phosphorites. Based on shape, phosphorite particles we divided into two principal groups: angular intraclasts and rounded concretions. Fine-grained brecciated intraclasts are fragments of phosphorite layers formed on the surface of carbonate sediment (probably near the volcanoes) in a shallow-water environment. The destruction of these phosphate crusts may have been due to waves associated with storm activity or volcanic eruptions.*

*Fine-grained phosphorite concretions comprise predominantly dark-colored subhedral to anhedral fluorapatite (0.07–0.14 wt. % FeO; up to 0.04 wt. % MnO) with interspersed calcite (0.06–0.14 hm. % FeO; up to 0.43 wt. % MgO) and quartz crystals. Apatite spherulites up to 0.2 mm in diameter are locally visible. Rare present pyrite crystals and their relics indicate polyphase evolution, including partial replacement of pyrite by apatite. We assume the crystallization of pyrite in an anoxic environment as the first phase of the process. The low pH of pore waters due to pyrite oxidation led to the dissolution of the biogenic phosphate and its subsequent precipitation in the form of concretions.*

## Doporučená citace článku:

Buriánek, D., Streit, R. (2021). Geneze fosfátu v jeseneckých vápencích konicko-mladečského pruhu (drahanský faciální vývoj moravskoslezského paleozoika na Moravě). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 13–19.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-14508>

## Úvod

Severně od obcí Džbel a Jesenec vystupují vápence, břidlice, vulkanoklastické a vulkanické horniny jižní části konicko-mladečského pruhu. Jedná se o devonské až spodně karbonské sedimenty drahanského faciálního vývoje moravskoslezského paleozoika na Moravě (Svoboda a Prantl 1951, 1954; Chlupáč 1959; Barth 1960; Kettner 1965; Bábek et al. 1994; Bábek a Janoška 1997; Bábek 1996; 1997; 2001a; b; Bábek et al. 2006). Některé z těchto vápenců obsahují fragmenty fosforitů (Bábek et al. 1994). Tento fenomén nebyl prozatím ve zmíněných vápencích detailně studován. Cílem této práce je texturně a mineralogicky charakterizovat nalezené vzorky fosforitů. Zmíněné údaje mohou pomoci při interpretaci vzniku těchto zajímavých hornin.

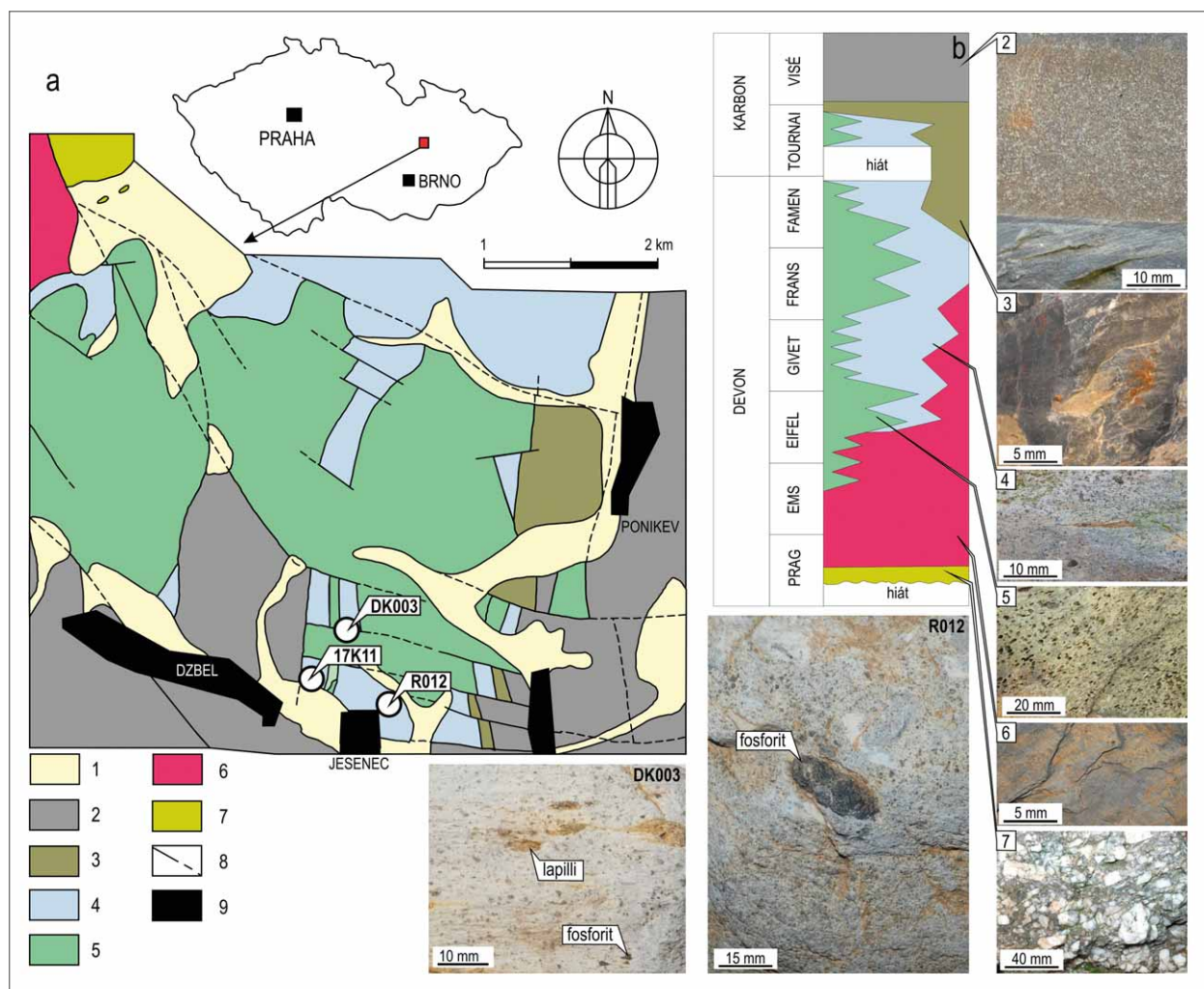
### Geologie a stratigrafická pozice vápenců

Konicko-mladečský pruh je z regionálně geologického hlediska součástí moravskoslezské oblasti a bývá řazen do rhenohercynské zóny (Engel a Franke 1983; Finger a Steyrer 1995). Jedná se o vulkanosedimentární komplex devonského stáří, jehož stavba je důležitá pro pochopení paleozoického vývoje této části Českého masivu. Paleozoické horninové sekvence vystupují na povrch v prostoru Drahanské vrchoviny, Hrubého i Nízkého Jeseníku a Tišnovska. Zmíněné horninové sekvence můžeme členit na pět základních vývojů (Zukalová a Chlupáč 1982): vrbenský, drahanský (pánevní), Moravského krasu (platformní), ludmírovský (přechodný) a tišnovský (okrajový).

Devonská sedimentace probíhala v podmínkách zaobloukové pánve na jv. okraji Laurussie, která vznikla extenzí krystalinického podkladu budovaného horninami brunovistulika (Kalvoda et al. 2008). Během karbonu

přešla v této oblasti sedimentace do flyšové a byla ukončena uhlonosnou molasou (Kumpera 1983; Dvořák 1994; Chlupáč et al. 2002; Kalvoda a Bábek 2010). Devonská až spodnokarbonská sedimentace tedy reprezentuje vývojový cyklus na pasivním okraji, který začíná extenzí a končí kompresním uzavřením sedimentační pánve a variskou orogenezí (např. Hladil 1994).

V jižní části konicko-mladečského pruhu (obr. 1a) začíná litostratigrafický sled drahanského faciálního vývoje klastickými sedimenty (obr. 1b). Jedná se o svrchně emské až spodně eifelské polymiktické až oligomiktické slepence (obr. 1b), křemenné pískovce, drobové pískovce až droby (Chlupáč a Svoboda 1963). V jejich nadloží místy vystupují vápenné břidlice stínavsko-chabičovského souvrství (obr. 1b) s polohami biodetritických vápenců. Bazální klastika a stínavsko-chabičovské souvrství byly ukládány na krystalinické horniny brunovistulika.



Obr. 1: Zjednodušená geologická mapa (a) a stratigrafický sloupec (b) pro jižní část konicko-mladečského pruhu (upraveno podle Bartha 1964 a Bábka et al. 2006): 1 – kenozoické fluvialní sedimenty, aluvia a hlíny; 2 – karbonický flyš (droby a břidlice); 3 – ponikevské souvrství (břidlice s lydity); 4 – jesenecké vápence; 5 – vulkanický komplex; 6 – stínavsko-chabičovské souvrství (vápenné břidlice); 7 – bazální klastika (polymiktické až oligomiktické slepence, křemenné pískovce až droby); 8 – zlomy; 9 – obce (DK003 a R012: typické makrozorky vápenců s fosfority).

Fig. 1: Simplified geological map (a) and stratigraphic column (b) for the southern part of the Konice-Mladeč Belt (adapted from Barth 1964 and Bábek et al. 2006): 1 – Cenozoic fluvial sediments, alluvium and soil; 2 – Carbonian flysch (greywacke and shale); 3 – Ponikev Formation (shales with lydites); 4 – Jesenec Limestone; 5 – volcanic complexes; 6 – Stínava-Chabičov Formation (calcareous shales); 7 – basal clastics (polymictic to oligomictic conglomerates, quartz sandstones to greywacke); 8 – faults; 9 – villages (DK003 a R012: typical hand specimens of limestones with phosphorites).

V nadloží tohoto komplexu vystupují jesenecké vápence. Dominantně se jedná o sled mikritických, biomikritických až biodetritických vápenců (obr. 1b), který především při bázi obsahuje také polohy písčitých vápenců a vápencových brekcií s korálovou faunou a fosfority (Chlupáč a Svoboda 1963; Bábek 2001a; b). Stratigrafický rozsah jeseneckých vápenců byl biostratigraficky zařazen do středního eifelu až svrchního tournai (Bábek et al. 1994; Bábek 2001a; b). Jesenecké vápence nejsou z litostratigrafického hlediska jednoznačně definovány. Místy jsou jasně odlišitelné od podloží a nadloží a mohou být chápány jako souvrství, avšak vápence se také prostorově zastupují s produkty podmořského vulkanismu a lokálně mají charakter drobných vložek, což může jejich definici snižovat na úroveň členu (Zukalová a Chlupáč 1982). Z tohoto důvodu používáme pro tyto horniny termín jesenecké vápence. Produkty vulkanické aktivity jsou dominantně reprezentovány bazickými lávami (obr. 1b) a vulkanoklastiky (hyaloklastity). Méně časté jsou polštářové lávy, vložky páskovaných magnetitových a hematitových rud a vápenců (Barth 1964). Kontakty mezi vulkanickými a vulkanoklastickými horninami a jeseneckými vápenci jsou tektonicky modifikované, avšak obecně se předpokládá, že se tyto dvě facie laterálně zastupují (Chlupáč 1964; Zukalová a Chlupáč 1982; Bábek et al. 1994). Vulkanity patrně tvořily podmořské elevace a v jejich blízkosti docházelo k usazování biogenních jeseneckých vápenců (Chlupáč 1964; Streit 2019). Na jesenecké vápence nasedá ponikevské souvrství (famen/tournai, obr. 1b) reprezentované břidlicemi s polohami radiolaritů (Chlupáč a Svoboda 1963; Dvořák 1994, 1996). Přítomnost radiolaritů indikuje větší hloubku sedimentace, která se občas nacházela pod úrovní karbonátové kompenzační hloubky (Carbonate Compensation Depth). Poté následovala flyšová sedimentace (obr. 1b) drahanského faciálního vývoje reprezentovaná protivanovským souvrstvím (visé; Chlupáč et al. 2002; Kalvoda a Bábek 2010).

Vývoj vápencové sedimentace byl poměrně komplikovaný s řadou hiátů a přerušení sedimentace, a to zejména na rozhraní devonu a karbonu (Svoboda a Prantl 1951; Bábek et al. 1994; Bábek 2001a, b). Středně devonská vápencová sedimentace (eifel–givet) je ve studované oblasti reprezentována hlavně mikritickými a biomikritickými vápenci. Laterálně se zastupují s břidlicemi stínavsko-chabičovského souvrství (Bábek et al. 1994). Fosfority se vyskytují hlavně v biomikritických a biodetritických jeseneckých vápencích, které jsou patrně frasnského stáří (Bábek et al. 1994). Vápence tournaiského stáří jsou faunisticky chudší a vyznačují se vysokou mírou fragmentace jednotlivých elementů konodontů a hojným výskytem redeponované starší fauny (Bábek 2001a) případně i fosforitů.

Tab. 1: Lokalizace (SJTSK) míst odběrů studovaných fosforitů použitých v této studii.

Tab. 1: Locations (SJTSK) of studied phosphorite samples used in this study.

dok. b.	mapa	výchoz	obec	šířka	délka	hornina
R012	24214	lom	Jesenec	49°36'43.3443"N	16°51'45.4821"E	biomikritický vápenc
DK003	24214	lom	Jesenec	49°36'55.5496"N	16°51'42.6136"E	biomikritický vápenc
17K11	24214	lom	Dzbel	49°36'47.2611"N	16°51'37.0369"E	biomikritický vápenc

## Materiál a metody

Pro studium byly zvoleny tři zarostlé lomy jeseneckých vápenců (lokalizace viz obr. 1a), které vystupují taktéž na polích a v drobných odkryvech s. od obcí Dzbel a Jesenec. Studované jesenecké vápence jsou laminované, tmavě šedé až šedomodré mikritické, biomikritické až biodetritické vápence. Vzorky R012 a DK003 byly odebrány v horní části lomové stěny a vzorek (17K11) byl nalezen v ornici poblíž lomové stěny (tab. 1).

Leštěné výbrusy byly studovány pomocí polarizačního mikroskopu Nikon Eclipse ME600.

Texturně nejzajímavější vzorek fosforitu (R012) byl studován pomocí elektronové mikroskopy Cameca SX-100 (operátor P. Gadas) na Pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy (Společné pracoviště Ústavu geologických věd PřF MU a České geologické služby). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proud 30 nA, načítací čas 20 sekund. Jako standardu bylo užito (Ka X-ray linie): augit (Si, Mg), ortoklas (K), jadeit (Na), chromit (Cr), almandin (Al), andradit (Fe, Ca), rodonit (Mn), TiO (Ti). Krystalochemický vzorec apatitu byl přepočten na 13 O (Ca<sub>5</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>F).

## Výsledky

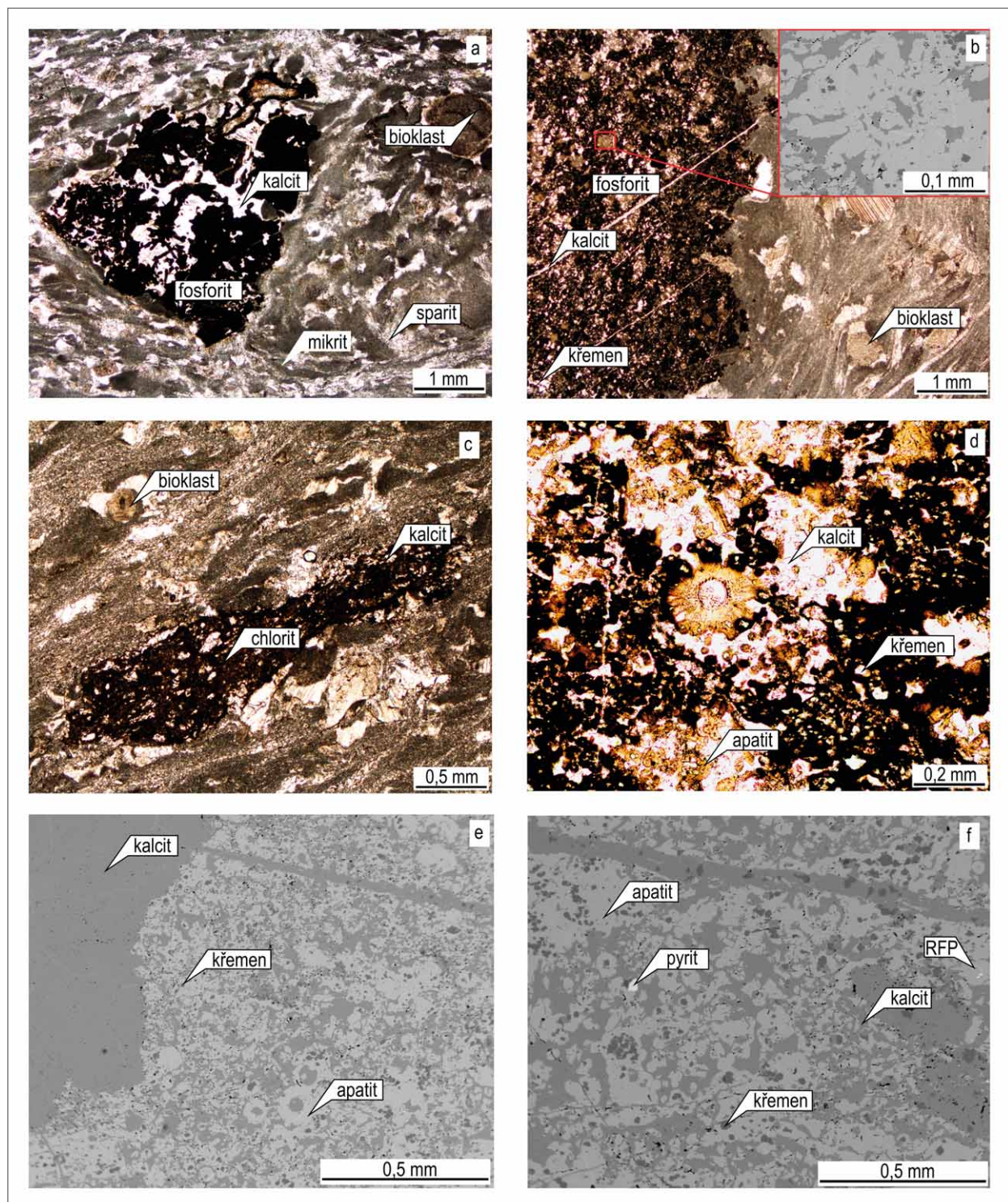
### Charakteristika vápenců

Mezi makroskopicky pozorovatelnými fosilními organickými zbytky se nejčastěji vyskytují články krinoidů a jejich úlomky. Lokálně vápence obsahují písčitou nebo jílovitou příměs (místy se vyskytují málo mocné vrstvy vápnitých břidlic). V některých polohách vápenců o mocnosti až 1,5 m jsou přítomné až 30 mm dlouhé úlomky pyroklastického materiálu. Jedná se o drobné vulkanické lapilly, jejichž základní hmota (původně vulkanické sklo) je změněna na směs chloritu, albitu, jílových minerálů a kalcitu (určeno pomocí optického mikroskopu). Místy jsou patrné drobné oválné nebo ostrohranné úlomky fosforitů (obr. 1). Jesenecké vápence jsou postižené slabou regionální metamorfózou a deformací. Kvůli rekrystalizaci byla v mnoha případech modifikována struktura vápenců (vznik středně zrnitého sparitického kalcitu v důsledku rekrystalizace podél nově vzniklých ploch metamorfní foliace) a poškození fosilních zbytků (částečně rekrystalované články krinoidů).

### Texturní charakteristika fosforitů

Vápence obsahují několik mm až 25 mm velké ostrohranné nebo oválné úlomky černých fosforitů. Fosfority jsou nepravidelně rozptýlené ve vápencích s různým stupněm deformace (obr. 1). Většinou jsou obklopeny poměrně čistým biomikritickým vápencem. Lokálně jsou asociovány s vápenci, které obsahují příměs klastického

nebo vulkanoklastického materiálu. Dominují ostrohranné klasty fosforitu (obr. 2a) méně časté jsou klasty které nesou známky opracování v důsledku transportu.



Obr. 2: Mikrofotografie vápenců s fosfority: a – ostrohranný úlomek fosforitu pronikáný žilkami kalcitu (dokumentační bod DK003D); b – oválná konkrece fosforitu (dokumentační bod R012), PPL s detailem radiálně paprscitého agregátu apatitu (BSE); c – deformovaná vulkanická lapilla ve vápenci z lomu severně od obce Dzbel (dokumentační bod 17K11), XPL; d – sféroidické agregáty apatitu v konkreci fosfátu (dokumentační bod R012), PPL; e – okraj oválné konkrece fosforitu (dokumentační bod R012), BSE; f – struktura konkrece fosforitu (dokumentační bod R012), RFP = patrně relikv framboidálního pyritu, BSE.

Fig. 2: Microphotographs of limestones with phosphorites: a – angular fragment of phosphorite penetrated by calcite veins (documentation point DK003D); b – oval phosphorite concretion (documentation point R012, PPL) with detail of the apatite forming a radial aggregate (BSE); c – deformed volcanic lapilli within limestone from a quarry north of village Dzbel (documentation point 17K11), XPL; d – spheroidal aggregates of apatite in phosphatic concretion (documentation point R012), PPL; e – edge oval phosphorite concretion (documentation point R012), BSE; f – structure of phosphorite concretion (documentation point R012), RFP = possible relic of framboidal pyrite, BSE.

Tab. 2: Reprezentativní složení apatitu ze vzorku R012  
 Tab. 2: Representative compositions of apatite from sample R012

č. analýzy	1	2	3	4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	40,79	40,99	40,42	40,59
SiO <sub>2</sub>	0,08	0,04	0,05	0,09
CaO	54,87	55,81	55,04	55,53
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,05
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,08	0,00	0,06
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,04	0,14
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,00	0,00
ThO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,08	0,00
UO <sub>2</sub>	0,08	0,00	0,03	0,09
FeO	0,10	0,07	0,14	0,13
MnO	0,04	0,00	0,03	0,00
F	4,47	4,60	4,56	4,42
Cl	0,00	0,00	0,02	0,02
OH	-0,32	-0,36	-0,36	-0,29
Celkem	100,16	101,24	100,04	100,81
O=F, Cl	1,88	1,93	1,93	1,86
P	2,940	2,929	2,916	2,913
Si	0,007	0,003	0,004	0,007
Ca	5,006	5,047	5,025	5,042
La	0,000	0,000	0,000	0,002
Pr	0,000	0,002	0,000	0,002
Nd	0,000	0,000	0,001	0,004
Y	0,002	0,000	0,000	0,000
Th	0,000	0,000	0,002	0,000
U	0,001	0,000	0,001	0,002
Fe	0,007	0,005	0,010	0,009
Mn	0,003	0,000	0,002	0,000
Celkem	7,966	7,988	7,961	7,980
Fluorapatit	1,0	1,0	1,0	1,0
Chlorapatit	0,0	0,0	0,0	0,0
Hydroxylapatit	0,0	0,0	0,0	0,0

Koncentrická stavba některých fosforitů indikuje, že jsou to konkrece (obr. 2b). V případě studovaného vzorku R012 byl fosforit interpretován jako konkrece až na základě charakteru kontaktu fosforitu s okolím. Pro detailnější studium byly zvoleny tři vzorky vápenců, které obsahují fosfority (tab. 1).

Ostrohranné fosfority se vyskytují společně s vulkanickou příměsí a krinoidových článků (vzorky DK003 a 17K11). Drobné vulkanické lapilly světle zelené barvy, jsou na rozdíl od fosforitu výrazně postiženy deformací (obr. 2c). Ostrohranné klasty fosforitu mají v mikroskopu brekciovitou stavbu (obr. 2a). Tato brekcie se skládá z masivních jemně zrnitých tmavých úlomků tmelených kalcitem. Tmavý jemnozrný materiál byl na základě optických vlastností určen jako apatit s příměsí organické hmoty (hmota nemá amorfni charakter).

Vzorek R012 je klasifikován jako silně rekrystalovaný biomikritický vápenc s malou příměsí vulkanického materiálu (ostrohranný úlomek slabě metamorfovaného bazaltoidu; obr. 2c). Konkrece fosforitu (obr. 1) má eliptický tvar o rozměrech 10 × 21 mm a poměrně komplikovanou vnitřní stavbu (obr. 2b). Základní hmota je tvořená xenomorfním až hypautomorfním apatitem, kalcitem a křemenem. Apatit je v optickém mikroskopu tmavý,

a to v důsledku příměsí organické hmoty (obr. 2d). Místa jsou patrné radiálně paprscité agregáty jemně sloupcovitého apatitu (obr. 2b), jejichž průměr může dosáhnout až 0,2 mm (obr. 2d). Radiálně paprscité agregáty sloupcovitých a jehličkovitých krystalů apatitu jsou obklopeny kalcitem (obr. 2b, e). V centrální části těchto agregátů může být apatit, kalcit nebo xenomorfní křemen (obr. 2f). Apatit v okolí sférolitů bývá většinou xenomorfní a je zatlačován kalcitem (obr. 2e, f). Vzácně se v konkreci vyskytují xenomorfní zrna pyritu obklopená křemenem nebo apatitem. V jednom případě je patrná eliptická struktura, typická pro relict framboidálního pyritu (obr. 2f; srovnej například Ding et al. 2014). Vzácně se zrna křemene shlukují do větších agregátů (obr. 2f). Kontakt konkrece s okolním vápencem je nerovný (zdá se, že jsou karbonáty apatitem zatlačovány, obr. 2b, e). Konkrece je prorážena mladšími kalcitovými žilami (obr. 2e).

### Mineralogie fosforitů

Fluorapatity z fosfátové konkrece ze vzorku R012 obsahují podle výsledků elektronové mikroanalýzy 0,07 až 0,14 hm. % FeO, a 0,00 až 0,04 hm. % MnO (tab. 2). Obsahy REE (až 0,24 hm. % oxidů LREE), Th (až 0,08 hm. % ThO<sub>2</sub>) a U (až 0,09 hm. % UO<sub>2</sub>) jsou nízké. Karbonáty v mezerní hmotě mezi fluorapatity a v okolním vápenci mají podobné chemické složení. Jedná se o kalcit s nízkým obsahem Mg (až 0,43 hm. % MgO) a Fe (0,06 až 0,14 hm. % FeO).

### Diskuze

Dva ostrohranné úlomky fosfátů (DK003 a 17K11) můžeme podle klasifikace Trappeho (2001) označit jako litoklasty („phosolithoclasts“). Tento typ fosforitů obvykle vzniká v mělkovodním prostředí karbonátových platform v důsledku přínosu fosforu hlubokomořskými vzestupnými proudy (např. Paytan a McLaughlin 2007; Bolourchifard et al. 2019). Jedná se o tenké vrstvičky fosfátu na povrchu sedimentu („hardground“), kde dochází k fosfatizaci mikritu a vysrážení fosfátů v důsledku činnosti řas nebo bakterií (Trappe 2001; Guilbert a Park 2007). Takto vzniklé fosfátové krusty pak byly destruovány v důsledku vlnění souvisejícího s bouřkovou činností nebo erupcí sopky (Trappe 2001; Bolourchifard et al. 2019; Gál et al. 2020)

Radiálně paprscité struktury o velikosti od 0,002 mm do 0,2 mm (obr. 2d, e) zjištěné ve fosforitové konkreci z lomu s. od obce Jesenec (R012) naznačují specifický způsob jejího vzniku. Podobné struktury byly popsány z devonských břidlic (Chattanooga) z Tennessee ve Spojených Státech Amerických, kde jsou ale jejich rozměry úzce ohraničeny na 0,001 až 0,003 mm (Li a Schieber 2015). Ve zmíněném případě je vznik těchto struktur spojován s mikroorganismy. Zejména bakterie oxidující síru mohou hrát jak pasivní role, tak i aktivní role při srážení fosfátů. Buňky bakterií mohou například sloužit jako šablony pro nukleace a růst apatitu ve fosfátem přesycených roztocích (Sigel et al. 2008). Podobné fosfatické bakterie o velikosti několika setin mm se již podařilo ve fosilním záznamu nalézt (Cosmidis et al. 2013). Vznik těchto fosfátových

konkrecí však také může souviset s činností sirných bakterií, které aktivně uvolňují fosfáty během degradace organických sloučenin (např. Hirschler et al. 1990).

Variabilita velikosti námi pozorovaných radiálně paprscitých struktur je mnohem větší, což nelze vysvětlit ani metamorfni rekrystalizací (obr. 2d–f). Navíc námi studované agregáty apatitu nemají vícevrstvou soustřednou stavbu typickou pro struktury spojované s činností mikroorganismů (Cosmidis et al. 2013; Li a Schieber 2015). Relikty krystalů pyritu (obr. 2f) uzavřené v apatitu svědčí o redukčních podmínkách v počátečních fázích vývoje konkrece. K vzniku pyritu mohlo docházet i při poměrně malé hloubce pohřbení pod mořským dnem, kdy ve vrstvě nezpevněného vápence mohly panovat redukční podmínky (např. Li a Schieber 2015). Přítomnost křemene, který uzavírá úlomky pyritu, je pak důkazem, že v další fázi docházelo k silicifikaci (obr. 2e, f), která mohla souviset s oxidací pyritu. K rozpadu pyritu obvykle dochází v důsledku kolísání oxidačně-redukčních podmínek a hodnot pH v sedimentu během jeho odkrytí v důsledku erozní činnosti v mělkovodním prostředí (např. Li a Schieber 2015) nebo v důsledku perkolace oxidačními diagenetickými roztoky. Tyto procesy způsobily oxidaci dříve vytvořeného pyritu, což vedlo ke snížení pH vody v pórech a nucenému rozpouštění biogenního fosfátu a jeho následné precipitaci (např. Schieber 2007). Takto vzniklé fosfátové roztoky pak mohly nahradit produkty oxidace pyritu a vznikl tak agregát tvořený podlouhlými krystaly apatitu. Tuto teorii potvrzují také pozorování na okrajích konkrece, kde je patrné epigenetické nahrazování uhličitánových zrn apatitem (obr. 2e)

## Závěry

Severně od obcí Dzbel a Jesenec byly v jeseneckých vápencích devonského až karbonského stáří nalezeny několik mm až 25 mm velké ostrohranné a oválné úlomky černých fosforitů. Na základě tvaru byly fosfority rozděleny do dvou skupin: ostrohranné intraklasty a oválné konkrece. Pro detailní mikroskopické studium byly zvoleny dva intraklasty a jedna konkrece.

Intraklasty jsou úlomky vrstev fosforitů vzniklých v důsledku činnosti řas nebo bakterií v mělkovodním prostředí na karbonátovém podkladu poblíž vulkanických center. K destrukci těchto fosfátových krust mohlo dojít v důsledku vlnění souvisejícího s bouřkovou činností nebo erupcí sopky. Souvislost vzniku intraklastů s vulkanickou aktivitou naznačuje přítomnost vulkanického materiálu v asociaci s těmito fosfority.

Texturní vztahy mezi apatitem, pyritem a kalcitem zjištěné ve studované konkreci indikují její polyfázový vznik. V první fázi předpokládáme krystalizaci pyritu v anoxickém prostředí v počátečních fázích diagenese biomikritického vápence. Snížení pH vody v pórech v důsledku následné oxidace pyritu vedlo k rozpouštění biogenního fosfátu a jeho následné precipitaci v konkrecích. Kolísání oxidačně-redukčních podmínek a hodnot pH v sedimentu během diagenetických pochodů vedlo k silicifikaci a následné fosfatizaci pyritových konkrecí.

## Poděkování

*Tento příspěvek byl vytvořen v rámci řešení DKRVO/ČGS (2018–2022), za finanční podpory projektu České geologické služby číslo 321180 („Základní geologické mapování“). Autoři děkují Tomášovi Kumpanovi a Daliborovi Matýskovi za cenné připomínky k manuskriptu.*

## Literatura

- Bábek, O. (1996). Tafonomie a biofacie konodontových společenstev jeseneckých vápenců na Drahanské vrchovině a jejich význam pro faciální analýzu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku* v r. 1995, 3, 76–78. Brno.
- Bábek, O. (1997). Microfacies analysis of Devonian to Lower Carboniferous carbonates and its impact on the interpretation of internal architecture of the Konice-Mladeč Belt, Moravia, Czech Republic. – *Journal of the Czech Geological Society*, 42, 59–73.
- Bábek, O. (2001a). Konodontová biostratigrafie jeseneckých vápenců na území konicko - mladečského pruhu na Moravě, Český masív. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae*, 86, 1–2, 161–173. Brno.
- Bábek, O. (2001b). Konodontová biostratigrafie vápenců přechodního (ludmírovského) vývoje na území konicko-mladečského pruhu, Drahanská vrchovina, Český masív. – *Přírodovědné studie Muzea Prostějovska*, 4, 17–29. Prostějov.
- Bábek, O., Kalvoda, J., Krejčí, Z. (1994). New stratigraphical results in the Paleozoic of the Drahanská vrchovina Upland (Moravia, Czech Republic). – *Journal of the Czech Geological Society*, 39, 2–3, 197–204.



- Bábek, O., Janoška, M. (1997). Tectonic evolution of the Konice-Mladeč Belt: Structural analysis and a facies disjunction. – Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Geologica, 35, 31–35.
- Bábek, O., Tomek, Č., Melichar, R., Kalvoda, J., Otava, J. (2006). Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravio-Silesian zone, Bohemian Massif, (a review). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 239 (1), 37–75. Stuttgart. <https://doi.org/10.1127/njgpa/239/2006/37>
- Barth, V. (1960). Devonský vulkanismus Šternbersko-hornobenešovského pásma v Nížkém Jeseníku. – Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Scientiarum 1: Geographica-geologica, 1, 5–131.
- Barth, V. (1964). Faciální vývoj vulkanického komplexu v jižní části konicko-mladečského devonu na Dražanské vrchovině. – Acta Universitatis Palackianae Olomoucensis, Geographica-geologica Olomouc, Universita Palackého, 6, 13–64.
- Bolourchifard, F., Fayazi, F., Mehrabi, B., Memarkouchehbagh, A. (2019). Evidence of high-energy storm and shallow water facies in Pabdeh sedimentary phosphate deposit, Kuhe-Lar-anticline, SW Iran. – Carbonates and Evaporites, 34(4), 1703–1721. <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00520-4>
- Cosmidis, J., Benzerara, K., Gheerbrant, E., Estève, I., Bouya, B., Amaghaz, M. (2013). Nanometer-scale characterization of exceptionally preserved bacterial fossils in Paleocene phosphorites from Ouled Abdoun (Morocco). – Geobiology, 11 (2), 139–153.
- Ding, H., Yao, S., Chen, J. (2014). Authigenic pyrite formation and re-oxidation as an indicator of an unsteady-state redox sedimentary environment: Evidence from the intertidal mangrove sediments of Hainan Island, China. – Continental Shelf Research, 78, 85–99. doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.02.011>
- Dvořák, J. (1994). Variský flyšový vývoj v Nížkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. – Special Papers No. 3. Czech Geological Survey. Praha.
- Dvořák, J. (1996). Ukončení komplexního výzkumu vrtů v konickém paleozoiku (sz. část Dražanské vrchoviny). – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1995. ČGU, Brno, 29, 54–55.
- Engel, W., Franke, W. (1983). Flysch sedimentation: its relations to tectonism in the European Variscides. – In: Martin, H., Eder, F. W. (eds). – Intracontinental Fold Belts. Springer, Berlin, 289–322.
- Finger, F., Steyrer, H. P. (1995). A tectonic model for the eastern Variscides: Indication from a chemical study of amphiboles in the south-eastern Bohemian Massif. – Geologica Carpathica, 46, 137–151.
- Gál, P., Polgári, M., Józsa, S., Gyollai, I., Kovács, I., Szabó, M., Fintor, K. (2020). Contribution to the origin of Mn-U-Be-HREE-enrichment in phosphorite, near Bükkszentkereszt, NE Hungary. – Ore Geology Reviews, 125, 103–665. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103665>
- Guilbert, J. M., Park, C. F. (2007). The geology of ore deposits. – Waveland Press. Long Grove. 985 s.
- Hirschler, A., Lucas, J., Hubert, J. C. (1990). Apatite genesis: a biologically induced or biologically controlled mineral formation process?. – Geomicrobiology Journal, 8 (1), 47–56.
- Hladil, J. (1994). Moravian Middle and Late Devonian Buildups: evolution in time and space with respect to the Laurussian shelf. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 172, 111–125.
- Chlupáč, I. (1959). K stratigrafii dražanského vývoje moravského devonu. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 35, 329–332, Academia, Praha.
- Chlupáč, I., Svoboda, J. (1963). Geologické poměry konicko-mladečského devonu na Dražanské vrchovině. – Sborník Ústředního ústavu geologického, 28, 347–386. Praha.
- Chlupáč, I. (1964). K stratigrafickému dělení moravského devonu. – Časopis pro mineralogii a geologii, 9, 3, 309–316, Praha.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stránil, Z. (2002). Geologická minulost České republiky. Academia, Praha.
- 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 Science, 97, 497–518.
- Kalvoda, J., Bábek, O. (2010). The Margins of Laurussia in Central and Southeast Europe and Southwest Asia. – Gondwana Research, 17, 2–3, 526–545.
- Kettner, R. (1965). Tektonika konicko – mladečského devonu na dražanské vrchovině. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 40, 6, 461–466. Praha.
- Kumpera, O. (1983). Geologie spodního karbonu jeseníckého bloku. – Knihovna Ústředního Ústavu geologického, 59, 172 s.
- Li, Y., Schieber, J. (2015). On the origin of a phosphate enriched interval in the Chattanooga Shale (Upper Devonian) of Tennessee – A combined sedimentologic, petrographic, and geochemical study. – Sedimentary Geology, 329, 40–61. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.09.005>
- Paytan, A., McLaughlin, K. (2007). The Oceanic Phosphorus Cycle. – Chemical Reviews, 107(2), 563–576. <https://doi.org/10.1021/cr0503613>
- Schieber, J. (2007). Oxidation of detrital pyrite as a cause for Marcasite Formation in marine lag deposits from the Devonian of the eastern US. – Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 54 (11–13), 1312–1326.
- Sigel, A., Sigel, H., Sigel, R. K. (2008). Biomineralization: From Nature to Application 4. – John Wiley & Sons. Chichester. 671 s.
- Streit, R. (2019). Vulkanologická a petrografická charakteristika podmořských vulkanických hornin z jižní části konicko-mladečského pruhu. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Svoboda, J., Prantl, F. (1951). Příspěvek ke stratigrafii devonských bradel na Dražanské vysočině. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 26, 5, 263–273, Praha.
- Svoboda, J., Prantl, F. (1954). Stratigraficko-tektonický výzkum devonských bradel na Dražanské vysočině. – Zprávy o geologických výzkumech v r. 1953, 194–198, Praha.
- Trappe, J. (2001). A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. – Sedimentary Geology, 145(1), 135–150. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00103-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00103-8)
- Zukalová, V., Chlupáč, I. (1982). Stratigrafická klasifikace nemetamorfovaného devonu moravskoslezské oblasti. – Časopis pro mineralogii a geologii, 7, 3, 225–241, Praha.

# Kenozoické sedimenty v lomu Předklášteří u Tišnova

Cenozoic sediments in the Předklášteří u Tišnova Quarry

Oldřich Krejčí<sup>1</sup>, Miroslav Bubík<sup>1</sup>, David Buriánek<sup>1</sup>, Nela Doláková<sup>2</sup>,  
Vladimíra Krejčí<sup>1</sup>, Slavomír Nehyba<sup>2</sup>, Pavla Tomanová Petrová<sup>1</sup> ✉, Jan Vít<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 602 00 Brno, ČR

<sup>2</sup> Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ČR

## Key words:

Carpathian Foredeep, sedimentology, geochemistry, paleontology, translucent heavy minerals, landslide, mining

✉ pavla.petrova@geology.cz

## Editor:

Martin Ivanov

## Abstract

*In the multi-level quarry Předklášteří near Tišnov exploiting medium-grained biotite metagranite of the Brunovistulicum, up to 30 m thick unconsolidated sediments, were studied recently at the top of excavation. These sediments are exposed at the two top quarry levels. During the exploration work in 1965, these sediments were not encountered, because today's quarry mining area has already exceeded the original considerations about the extent of mining.*

*The altitude of the erosive base of these fluvial or deltaic sediments 370–375 m indicates their pre-Quaternary age. Our research was focussed on the Lower Miocene part of the sediments tentatively considered as lake, delta or river sediments. Sediments were studied by sedimentological, petrographic, mineralogical, geochemical and paleontological methods. Preliminary results from overlaying Quaternary sediments did not allow definite stratigraphical interpretation.*

*Geochemical analyses of silty clays to claystones were compared with the occurrences of similar sediments from Brno and its surroundings (Kamechy, Kohoutovice, Obrány, Svinošice). These analyses proved that the sediments underwent a short transport of several kilometres and could be derived from weathering residues of the rocks forming the surrounding Brunovistulicum.*

*Our research has confirmed the affiliation of sediments in top of the sequence to the Pleistocene colluvial deposits. Sediments found in the lower part of the layered sequence, trapped along the fault of the E–W direction, were assigned stratigraphically to the Lower Miocene (Ottmangian).*

## Doporučená citace článku:

Krejčí, O., Bubík, M., Buriánek, D., Doláková, N., Krejčí, V., Nehyba, S., Tomanová Petrová, P., Vít, J. (2021). Kenozoické sedimenty v lomu Předklášteří u Tišnova. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 20–32.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-14408>

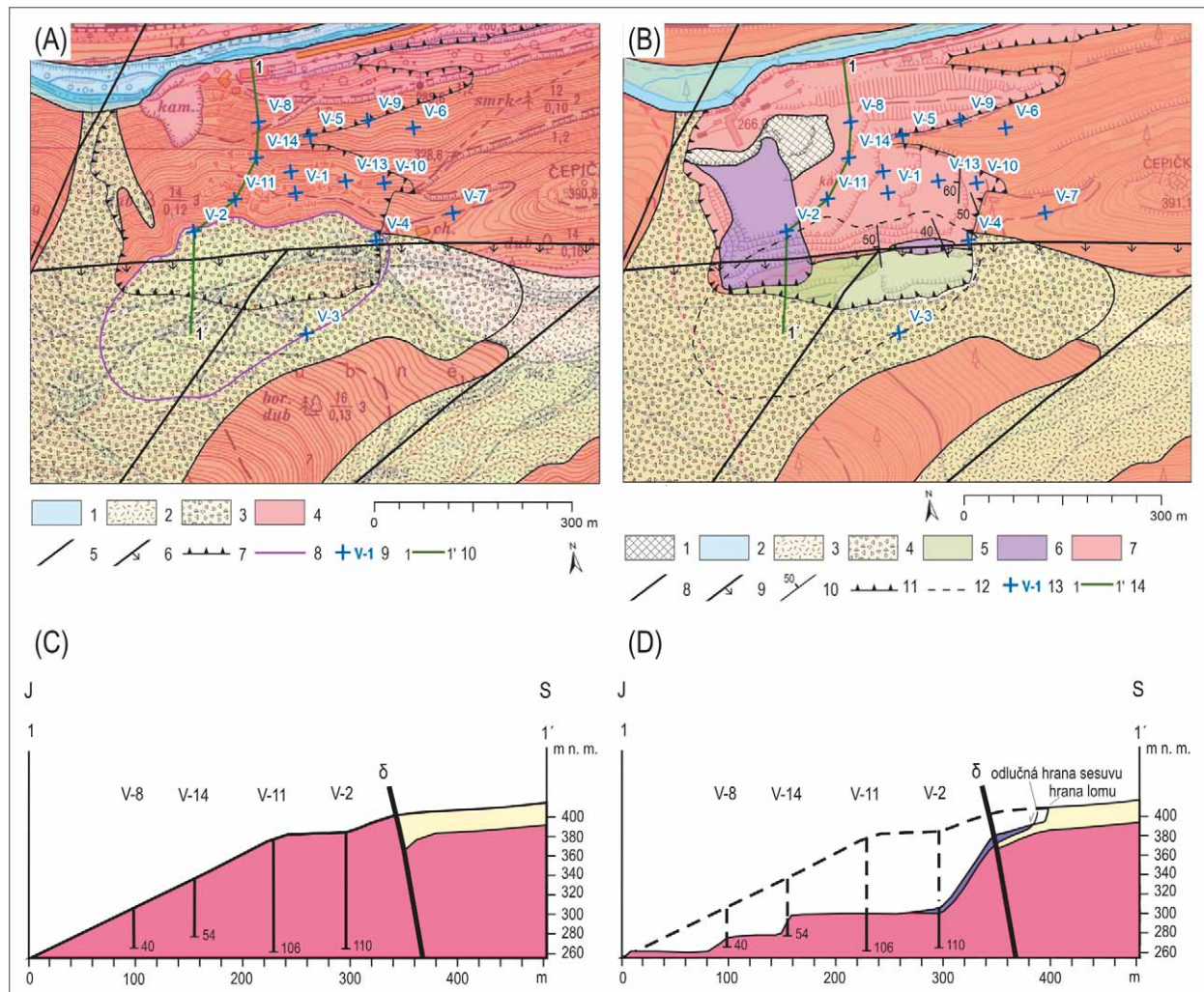
## Úvod

Během posledních několika let došlo v rozsáhlém aktivním lomu firmy KÁMEN Zbraslav, a. s., v provozovně v Předklášteří, k odkrytí komplexu sedimentů s předpokládaným rozsahem kvartérního stáří s možným přesahem do období miocénu. Tyto sedimenty byly s postupujícím rozsahem těžby zastíženy při j. okraji dobývacího prostoru lomu, mimo plochu původního ložiskového průzkumu (Grym a Žůrek 1965). Průzkumné práce zahrnovaly celkem 14 vrtů s hloubkami od 33 m do 113,5 m. Protože v roce 1965 nebyl předpokládán dnešní rozsah těžby, vrty byly situovány prakticky na skalním podkladu, pouze nejjížnější vrt V-3 prošel 12 m kvartérního pokryvu.

V době detailního geologického mapování České geologické služby v měřítku 1 : 25 000, které probíhalo na listu mapy 24-321 Tišnov zejména v roce 2000 (Hanžl, ed. 2007a), nebyly tyto sedimenty odkryty. V lomu se těží středně

zrnité biotitické metagranity, převážně chloritické, které jsou součástí svrateckého masivu. Směr a sklon foliace hornin skalního podkladu kolísá: 242–272/40–60. Lom byl založen ve strmém skalním svahu se sklonem do 25°

v rozpětí nadmořských výšek 260 až 380 m. Dnešní hrana lomu dosahuje výšky 390 m n. m. a není vyznačena v aktuálním mapovém díle ČR ZABAGED®. V rozpětí 380–390 m n. m. se v původním reliéfu nacházela plošina



Obr. 1: (A) Geologická mapa území okolí lomu před rozšířením těžby (rok 1952) v topografickém podkladu systému S-1952 s vyneseními průzkumnými vrti. Podklad je podle ČÚZK Praha. Legenda: 1 – fluvialní hlinitopísčité sedimenty; 2 – hlinitokamenité svahové sedimenty; 3 – hlinitokamenité až blokové svahové sedimenty; 4 – biotitický metagranit; 5 – zlom; 6 – zlom s pokleslou krou; 7 – současný okraj aktivního lomu; 8 – rozsah zakrytých pleistocenních až neogenních sedimentů; 9 – průzkumný vrt; 10 – linie geologického řezu. (B) Geologická mapa území okolí lomu v digitálním topografickém podkladu systému ZABAGED® s vyneseními průzkumnými vrti. Podklad je podle ČÚZK Praha. Legenda: 1 – navážky; 2 – fluvialní hlinitopísčité sedimenty; 3 – hlinitokamenité svahové sedimenty; 4 – hlinitokamenité až blokové svahové sedimenty; 5 – pleistocenní až neogenní sedimenty; 6 – sesouvané sedimenty a bloky skalního podkladu; 7 – biotitický metagranit; 8 – zlom; 9 – zlom s pokleslou krou; 10 – směr a sklon foliace; 11 – současný okraj aktivního lomu; 12 – rozsah zakrytých pleistocenních až neogenních; 13 – průzkumný vrt; 14 – linie geologického řezu. (C) Geologický řez 1–1' prostorem lomu s původním reliéfem před rozvojem těžby s vyznačenými průzkumnými vrti. Bez holocenního pokryvu. (D) Geologický řez 1–1' prostorem lomu se současným reliéfem terénu. Původní reliéf je vyznačen čárkovaně. Bez holocenního pokryvu.

Fig. 1: (A) Geological map of the area around the quarry before the expansion of mining (year 1952) in the topographic base of the S-1952 system with exploratory wells. Background is according to ČÚZK Praha. Legend: 1 – fluvial sediments (sandy loam); 2 – gravitational sediments (loamy gravel); 3 – gravitational sediments (loamy gravel with blocks); 4 – biotitic metagranite; 5 – fault; 6 – normal fault; 7 – current edge of the active quarry; 8 – range of covered Pleistocene to Neogene sediments; 9 – exploratory well; 10 – geological section line. (B) Geological map of the quarry area in the digital topographic base of the ZABAGED® system with exploratory wells. Background is according to ČÚZK Praha. Legend: 1 – landfills; 2 – fluvial loam-sandy sediments; 3 – loam-stone slope sediments; 4 – loam-stone to block-slope sediments; 5 – Pleistocene to Neogene sediments; 6 – sediments and rock blocks in landslides; 7 – biotitic metagranite; 8 – fault; 9 – normal fault; 10 – direction and slope of foliation; 11 – current edge of the active quarry; 12 – range of covered Pleistocene to Neogene sediments; 13 – exploratory well; 14 – geological section line. (C) Geological section 1–1' in the quarry area with the original relief before the expansion of mining with marked exploratory boreholes. No Holocene cover. (D) Geological section 1–1' in the quarry area with the current relief. The original relief is marked with dashed lines. No Holocene cover.

(obr. 1A, C), kde je pod vrstvou holocenních svahových kamenitohlinitých sutí, mocných do 1,5 m, v současnosti odkrytý komplex sedimentů, který byl předmětem našeho zkoumání (obr. 1B, D). Na okraji plošiny s těmito sedimenty jsme zdokumentovali zlom směru Z–V se strmým sklonem, podél něhož jsou tyto sedimenty zaklesnuty, a tím došlo k jejich zachování. Dnešní zarovnaná báze fosilní plošiny je ~ 370–375 m n. m. Sedimenty ještě pokračují pod její úroveň v menších zaklesnutých kapsách do úrovně přibližně 10 m pod její bázi. Celková maximální mocnost zachovaných sedimentů může činit až 30 m. V nejmladších fázích geologického vývoje pak došlo k překrytí holocenními až svrchnopleistocenními svahovými sedimenty. V těchto sedimentech byly identifikovány i přemístěné sprašové hlíny se zbytky půd, jejich původní stratigrafická pozice nebyla již zjištělná.

Protože tyto nadložní sedimenty nemají praktické využití, jsou v z. části lomu řízeně sesouvány k patě svahu (obr. 2a). K tomuto sesouvání byl využit sesuv ve střední části lomu, kde došlo vlivem clonových odstřelů k sesunutí bloků skalního podkladu i s nadložními sedimenty. Odlučné hrany sesuvu se v jeho horních patrech i nadále vyvíjejí a dochází tak stále k propadům reliéfu lomu.

Předmětem naší práce byl mikropaleontologický, sedimentologický, petrografický a geochemický výzkum na lokalitě Předklášteří, jehož hlavním cílem bylo stratigrafické zařazení sedimentů předpokládaného miocenního stáří a srovnání s výskyty podobných uloženin v blízkém okolí.

### Geologická situace

Spodnopleistocenní fluvialní písčité štěrky leží na listu 24-321 Tišnov v úrovni kolem 45 m nad současným tokem řeky Svratky (Hanžl, ed. 2007a). Nadmořská výška báze uložení většiny nejstarších námi zkoumaných písčitých až štěrkovitých sedimentů 370 až 375 m n. m. ukazuje na to, že se jedná o uložení předkvartérní. Obecně se za nejvyšší terasový stupeň, odpovídající současnému systému vodních toků na rozhraní pliocén/pleistocén, považuje stránská terasa (Musil 1993). Na Stránské skále v Brně byla zjištěna v nadmořských výškách 253–255 m (~ 60 m nad úroveň dnešního toku Svitavy). Úroveň námi studovaných sedimentů je o více než 50 m vyšší (hladina Svratky je ~ 260 m n. m.). Pliocenní regionálně sledovatelná terasa líšeňská má v Brně a okolí výšku nad mořem ~ 298 m, relativně leží do 100 m nad současnými hlavními toky (Musil 1997). Námi studované sedimenty jsou i nad touto úrovní, která zde odpovídá ~ 360 m n. m. Obdobné, převážně písčité a štěrkovité sedimenty s menším podílem písčitých jílu bývají v širším okolí řazeny obvykle do ottnangu (Hanžl, ed. 2007a). Protože jejich původ je fluvialní a deltový, neobsahují autochtonní mořskou mikrofaunu. Zpravidla jsou stratigraficky zařazovány podle litologického složení, sedimentologických charakteristik, asociací těžkých minerálů a redepozic křídové mikrofauny (Hlavoňová 1977; Petrová et al. 2001; Nehyba et al. 2006; Hanžl, ed. 2007a). V některých případech jsou známy i sedimenty jezerní se slojkami uhlí (Smetana 1924), dokumentované

nově např. ve vrtu 2242\_2 Hradčany (Burda a Novotná 2015). Průvodním jevem tohoto období ve spodním miocenu bývá kaolinizace krystalinického podloží (Smetana 1924), a především jílovitá až jemně písčité sedimentace má bělošedé a červenohnědé odstíny (Tomanová Petrová et al. 2018). Sedimenty ottnanského stáří v okolí mají zjištěné mocnosti ve vrtu VO-2-15 na sv. okraji Vohančic do 60 m (Lázníčková a Pokorný 2016) a ve vrtu 2242\_2 v Hradčanech 50,2 m (Burda a Novotná 2015).

Starší eggenburská mořská transgrese z oblasti karpatské předhlubně, ani mladší marinní sedimenty ottnangu, nejsou z území na S od Brna známy. V blízkosti se nachází pouze plošně omezený reliktní mořských sedimentů karpatu (Petrová et al. 2001; Hanžl, ed. 2007b). Křídové redepozice jsou charakteristické pro sedimenty ottnangu v okolí Brna, zatímco v karpatských marinních sedimentech nebyly zaznamenány. Možný výskyt křídových redepozic je v sedimentech badenu na S od Předklášteří v Bělči (Bubík 1997). Tyto sedimenty byly původně považovány za reliktní sedimenty křídové (Šamalíková 1992). Badenské sedimenty jsou však prakticky vždy mořského původu, který lze mikropaleontologicky doložit, a tvoří souvislý výskyt v tektonicky zaklesnutém údolí mezi Tišnovem a Doubravníkem (Brzák 2000; Vít et al. 2017).

### Materiál a metodika

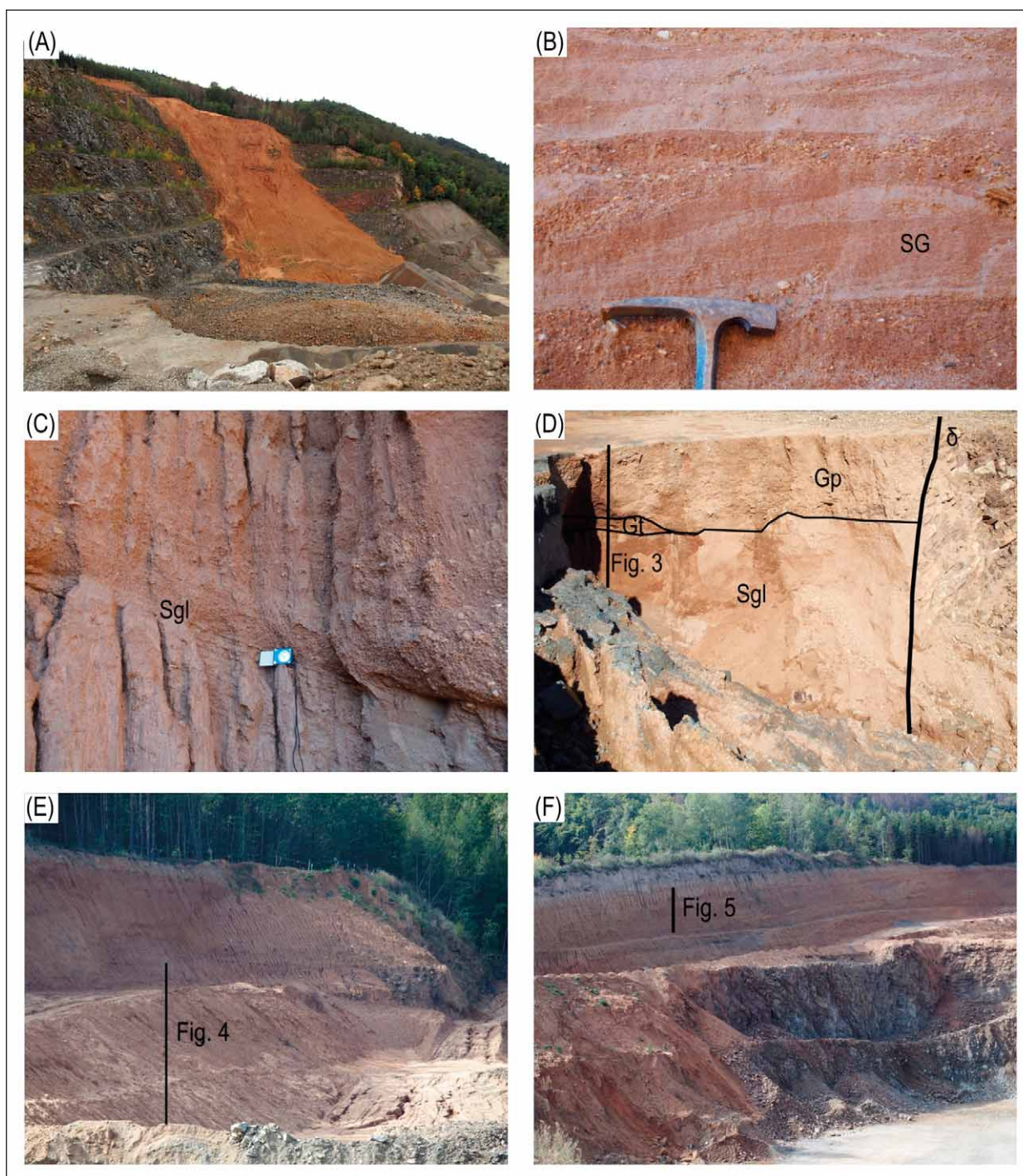
Studované vzorky byly odebrány z různých litofaciálních asociací. Horninové analýzy dvou studovaných vzorků (TP-1: 6/19 a 2/20) byly provedeny metodou ICP-MS v laboratořích Acme Analytic Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada. Studované horninové analýzy byly zpracovávány pomocí programu GCDKit (Janoušek et al. 2006).

Valounová analýza, provedená na dokumentačním bodu D104 (10/20), byla realizována na materiálu o zrnitosti 1 až 6 cm a celkově bylo zpracováno 276 horninových klastů. Klasty jiné velikosti se v odkryvu nevyskytovaly.

Za účelem mikropaleontologického studia bylo odebráno celkem 8 vzorků z dokumentačních bodů ČGS (d. b.) TP-1, D102 a D104. Poté byla hornina namočená do roztoku jedlé sody a plavena na síť o velikosti ok 0,063 mm. Mikrofosilie z výplavů byly zkoumány a identifikovány pod optickými mikroskopy. Pro palynologické studium bylo odebráno celkem 7 vzorků: 2 vzorky z horní etáže, 3 z ronové rýhy na bázi horní etáže, 2 z jílovitých proplátek ve vrstvě s pískem (delta?).

Palynomorfy byly ze sedimentů získány macerací za pomoci 10% HCl (24 hod.) a 30% HF (2 dny). Obsah palynomorf a ostatních organických částic byl koncentrován pomocí těžké kapaliny  $ZnCl_2$  (2 g/cm<sup>3</sup>). Mikroskopické studium vzorků bylo prováděno optickým mikroskopem Nikon Alphaphot 2.

Ze zkoumaných profilů (d. b. TP-1 a D104) byly odebrány i vzorky na analýzu asociací průsvitných těžkých minerálů. Vzorky byly separovány v těžké kapalíně LST za zvýšené teploty (hustota 2,96 g/ml). Vyseparovaná zrna průsvitných těžkých minerálů (PTM) byla určena v polarizačním mikroskopu. Zastoupení zrn bylo vyjádřeno



Obr. 2: (A) Zemní proud přes jednotlivé etáže lomu, který představuje řízený transport nevyužitelné skrývky mimo těžební oblast. (B) detailní pohled na štěrkovitopísčité sedimenty litofacie SG. (C) kontakt písčitých sedimentů s jemnozrnnými štěrky v nadloží (vše Sgl). (D) spodní část studovaného sedimentárního sledu, zaklesnutá podél zlomu směru Z-V. Je vyznačen kontakt mezi štěrkovými sedimenty litofacie Gp a jemnozrnnějšími sedimenty litofacie Sgl a litofaciální asociace FA1 (obr. 3). (E) nejvyšší část lomu. Vpravo v popředí je odlučná hrana zemního proudu. Linie představuje rozsah faciální asociace FA2 (obr. 4). (F) celkový pohled na nejvyšší část lomu. V nejvyšší části jsou světlé holocenní hlinitokamenité sedimenty. Linie představuje rozsah litofaciální asociace FA3 (obr. 5).

Fig. 2: (A) Earth current through the individual benches of the quarry, which represents the controlled transport of unusable spoil outside the mining area. (B) detailed view of gravel-sandy sediments of lithofacies SG. (C) contact of sandy sediments with underlying fine-grained gravels (all Sgl). (D) the lower part of the studied sedimentary profile, locked along the fault, W-E direction. The contact between gravel sediments of the lithofacies Gp and finer-grained sediments of the lithofacies Sgl and the extent of the lithofacial association FA1 (Fig. 3) are indicated. (E) the highest part of the quarry. To the right in the foreground is a main scarp of the earthcurrent. The line represents the extent of the facial association FA2 (Fig. 4). (F) general view on the highest part of the quarry. In the highest part there are light Holocene loam-stone sediments. The line represents the extent of the facial association FA3 (Fig. 5).

v modálních procentech jednotlivých minerálů nebo jejich skupin.

## Výsledky a interpretace

### Sedimentologie a petrografie

Litofaciální studium sedimentů v rámci odkryvu neogenních a kvartérních sedimentů vedlo k identifikaci 9 litofacií. Jejich popis a základní interpretace jsou obsaženy v tabulce 1.

Litofacie byly následně sestaveny do tří faciálních asociací (FA), tj. uskupení prostorově a geneticky příbuzných facií, které odráží dílčí depoziční prostředí.

### Faciální asociace 1 – sedimenty komplexní výplně fluviálního koryta

Tato faciální asociace je tvořena především mocně vrstevnatými (1,0–1,9 m mocnými) sedimenty facií Gp (59,4 %) a Sgl (23,4 %) – obr. 2d. Podřízeně jsou přítomny středně mocně vrstevnaté (0,25–0,5 m mocné) sedimenty facií Sp (5,7 %), St (6,5 %) a facie Gt (4,0 %). Litologický profil FA1 je znázorněn na obrázku 3.

Bazální facie Sgl je interpretována jako odraz poproudové migrace rozsáhlého písčitého valu s dobře vyvinutou poproudovou stranou (příčný val? – Bridge

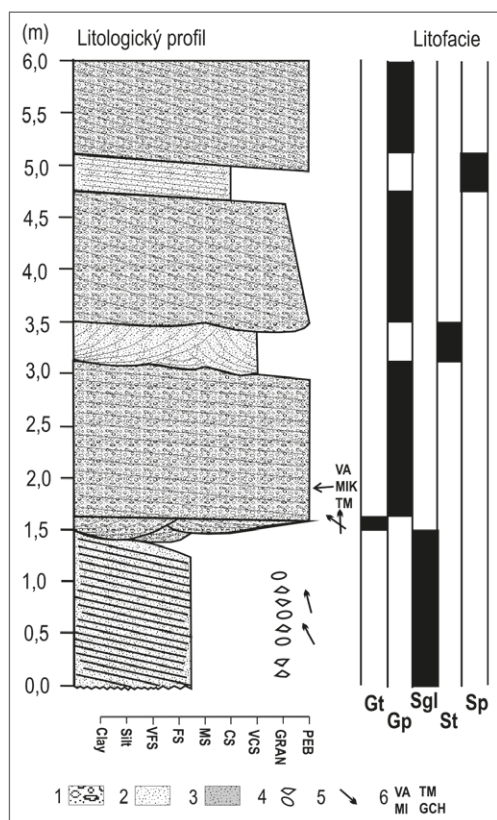
1993; Jo and Chough 2001; Scherer et al. 2014). Paleoproudění ukazuje na víceméně konzistentní transport směrem k S či SZ. Migrace po proudu, pozice poblíž kontaktu s podložním krystalinikem a ostrý přechod do nadložních sedimentárních facií Gt a Gp mohou ukazovat na poproudovou akreci v rámci spodních partií složeného fluviálního valu (compound bar) s množstvím naložených valů (Allen 1983; Haszeldine 1983; Wizevich 1992; Miall 1996) a rychlé zaplňování nerovného podloží.

Sedimenty facií Gt a Gp odrážejí tvorbu šterkových valů s lineárním či zvlněným průběhem hřbetu (tj. 2D a 3D valy). Sedimenty litofacií Sp a St ukazují na tvorbu relativně drobnějších písčitých valů, které nejspíše migrovaly po tělesech šterkových valů nebo mezi nimi za nižšího vodního stavu. Jednotlivá mocnější tělesa šterku, oddělená méně mocnými tělesy písku s obdobnými typy zvrstvení, lze vysvětlit rozdíly v průtočném množství a rychlosti vodního proudu v rámci koryta, kdy mohlo docházet k částečné modifikaci šterkových valů. Tyto procesy mohou odrážet klimatické změny, případně určitá překládání koryt (avulze) výše proti proudu. Víceméně deskovité šikmo zvrstvené sety a cosety lze spojit s migrací dílčích sedimentárních těles (subakvatické valy), které vykazují vertikální akreci společně s migrací směrem

Tabulka 1: Popis a základní interpretace litofacií na lokalitě Předklášteří.

Table 1: Description and basic interpretation of lithofacies in the Předklášteří locality.

Symbol	Popis	Interpretace
Sgl	Světle šedý jemnozrný šterkový písek, planární šikmé zvrstvení velké škály, relativně stabilní sklon zvrstvení ca 25° i jeho směr (nezjištěna báze). Nebyly pozorovány vnitřní erozní/reaktivační povrchy. Velmi špatné vytřídění díky přítomnosti psefitické frakce, protáhlé klasty někdy orientovány osou A rovnoběžně s vrstevnatostí. Granule a drobné valouny do 5 mm, obvykle subangulární až angulární. Mocnost vrstev kolem 150 cm, vrstvy mají klínovitý a deskovitý tvar, laterální rozsah nad 5 m. Angulární ostrá báze, ostrá nerovná svrchní vrstevní plocha (obr. 2d).	Sedimentace v rámci foresetů subakvatických 2D valů na značně ukloněném povrchu, rychlá depozice, případná role gravitačních proudů
Gt	Šterk s podpůrnou strukturou valounů až podpůrnou strukturou písčité matrix, korytovité šikmé zvrstvení, špatně vytříděný. Psefitické klasty obvykle do 3 cm, ojediněle až 10 cm, subangulární až angulární. Mocnost jednotlivých setů do 20 cm, coset do 1 m mocný. Nahoru zjemňující trend v rámci setů. Ostrá erozní konkávní báze, ostrý erozní planární top (obr. 2b).	Subakvatické 3D šterkové valy (Rust 1978; Todd 1996).
Gp	Šterk s podpůrnou strukturou valounů až podpůrnou strukturou písčité matrix, planární šikmé zvrstvení, špatně vytříděný. Subangulární, angulární i zaoblené valouny obvykle do 7 mm, vzácně až 20 cm. Nahoru zjemňující trend. Nepravidelně deskovité těleso, mocnost do 120 cm. Nepravidelná ostrá erozní konkávní i planární báze, ostrý planární top.	Subakvatické 2D šterkové valy (Rust 1978; Todd 1996).
St	Velmi hrubozrný písek s příměsí granulí a valounů do 4 mm, korytovité šikmé zvrstvení, špatně vytříděný. Erozní relikt o mocnosti do 40 cm, erozní nerovná báze i svrchní vrstevní plocha.	3D písčité valy, spodní proudový režim, subakvatická depozice
Sp	Proměnlivě vytříděný hrubozrný písek, planární šikmé zvrstvení. Ukloněná deskovitá vložka v rámci šterkových facií, mocnosti do 30 cm. Ostrá planární báze i top.	2D písčité valy, subakvatická depozice, spodní proudový režim
SG	Střídání nepravidelných 5–20 cm mocných relativně hrubozrnějších poloh tvořených velmi hrubozrným pískem s valouny až drobnozrným šterkem (valouny do 3 cm, zaoblené, polozaoblené i subangulární) s podpůrnou strukturou písčité matrix a nepravidelných 5–30 cm mocných relativně jemnozrnějších poloh tvořených špatně vytříděným jemnozrným až střednozrným pískem. Jednotlivé dílčí polohy mají nepravidelně klínovitý či čochovitý tvar, typické jsou ostré báze i top dílčích poloh, které mohou být konvexní či konkávní, či nepravidelně planární. Relativně jemnozrnější písčité polohy vykazují obvykle ukloněnou nebo horizontální planární laminaci, výrazně vzácnější je čeřinové šikmé zvrstvení. Relativně hrubozrnější polohy jsou planární či korytovité šikmo zvrstvené, případně masivní. V rámci jemnozrnějších poloh občasné izolované valouny do 2 cm.	Střídání podmínek vyššího proudového režimu a podmínek nižšího proudového režimu v rámci dominantní role plošného splachu / štitový tok.
Gm	Šterk s podpůrnou strukturou valounů, masivní až hrubě planární/horizontální zvrstvení. Na bázi valouny až 30 cm, zjemňování směrem vzhůru. Protáhlé valouny orientovány osou A rovnoběžně se zvrstvením. Mocnost deskovitých těles do 50 cm, ostrá erozní planární báze s nevýrazným reliéfem, konvexní či plochý ostrý top.	Trakční sedimenty z plochých šterkových valů (Hein, Walker 1977; Lloret et al. 2018)
Mg	Světle hnědá, rezavě i žlutavě smouhovaná hlína s izolovanými klasty až do 30 cm (osa A). Hrubě ukloněná planární zvrstvení. Klasty jsou většinou subangulární a angulární, lokální proveniencie. Střídání ca 20–25 cm mocných poloh relativně bohatších psefitickými klasty, kde klasty leží často ploše, rovnoběžně s vrstevnatostí a ca 40–50 cm mocných poloh jen s občasnými psefitickými klasty. Mocnost nad 4 m, ukloněné deskovité těleso, úklon generálně k SV–V. Ostrá báze.	Kvartérní deluviofluviální sedimenty (aluviální kužel) – sedimenty hustých gravitačních proudů.
Go	Deskovitá poloha ostrohranného šterku a podpůrnou strukturou klastů. Subangulární až angulární klasty, max. velikost nad 50 cm. Ukloněné deskovité těleso o mocnosti max. několika klastů.	Trakční sedimenty

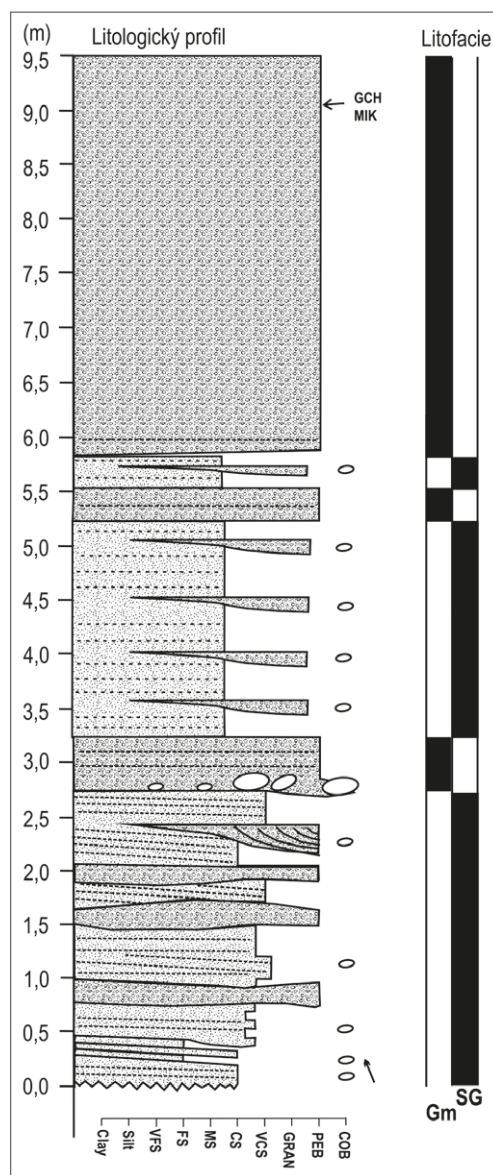


Obr. 3: Litologický profil se zobrazením litofacií faciální asociace FA1. Legenda pro obrázky 3–5: 1 – štěrky; 2 – písek; 3 – jílovitý písek; 4 – valouny; 5 – orientace šikmého zvrstvení; 6 – vzorky VA: valounová analýza; MIK: mikroskopie; GCH: geochemie; TM: průsvitné těžké minerály. VFS: velmi jemnozrný písek; FS: jemnozrný písek; MS: středozrný písek; CS: hrubozrný písek; VCS: velmi hrubozrný písek; GRAN: granule; PEB: valouny.

Fig. 3: Lithological profile with depiction of lithofacies of the facial association FA1. Legend for Fig. 3–5: 1 – gravel; 2 – sand; 3 – clayey sand; 4 – scattered pebbles; 5 – orientation of cross-stratification; 6 – VA: samples for gravel analyses; MIK: samples for micropaleontological study; GCH: samples for whole geochemical analyses; TM: samples for translucent heavy minerals analyses. VFS: very fine sand; FS: fine sand; MS: medium sand; CS: coarse sand; VCS: very coarse sand; GRAN: granules; PEB: pebbles.

po proudu (Miall 1996). 3D valy by mohly ukazovat na relativně hlubší části koryt než 2D valy (Bristow 1987; Miall 1994; Jo and Chough 2001). Šikmo zvrstvené štěrky a hrubozrné písky ukazují na transport v rámci vodního proudu, který byl v rámci koryta schopen transportovat hrubozrné částice, formovat štěrkové valy vykazující nejspíše především migraci po proudu za podmínek spodního proudového režimu (Ashley 1990).

Komplikovaně složená (multistorey) architektura sedimentárního tělesa, dominantně hrubozrný charakter sedimentů, relativní stabilita paleoproudových dat, chybějící evidence jemnozrných sedimentů i nahoru zjemňujících cyklů a převaha poproudově akretujících sedimentárních těles signalizují nízkou sinusitu koryt, tedy jejich relativně přímý průběh. Ukloněný deskovitý tvar písčitých a štěrkovitých těles může indikovat rychlá, vysoce mobilní fluvialní koryta (Friend 1983). Naprostá



Obr. 4: Litologický profil se zobrazením litofacií faciální asociace FA2.

Fig. 4: Lithological profile with depiction of lithofacies of the facial association FA2.

dominance šikmého zvrstvení naopak ukazuje na relativně konstantní průtok a stabilitu koryta (Miall 1996; Allen et al. 2013).

Bezprostřední kontakt nejnižších partií profilu s podložními krystalickými horninami nebyl odkryt, nachází se přibližně 30–50 cm pod bází profilu I. V bočních stěnách nepravidelné deprese byl však zachycen kontakt facií Sgl a Gp s podložními metagranity. Sedimenty profilu I tedy nejspíše vyplňují nepravidelnou depresi s šířkou nad 15 m a hloubkou více než 7 m. Existence deprese vedla nejspíše k určité prostorové stabilizaci koryta a sedimentace (confined deposits).

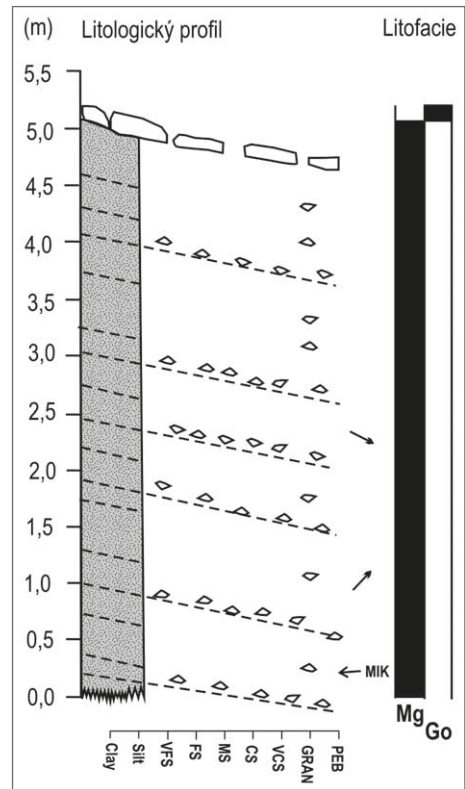
#### Faciální asociace 2 – sedimenty mediální části aluviálního kužele (obr. 2e)

Střední část profilu byla popsána ve vyšší těžební etáži v nadloží FA1. Samotný kontakt FA1 a FA2 není

odkryt. Neogenní sedimenty FA2 jsou odkryty jako plošně rozsáhlé (šířka nad 200 m, mocnost nad 7 m) nepravidelně deskovité až klínovité těleso, které je ploše erozně seříznuto a přikryto nadložními kvartérními sedimenty (FA3). Sedimenty FA2 lze označit jako relativně málo pozičně stabilizované (unconfined deposits). Faciální asociace 2 je dominantně (80 %) tvořena tence až silně vrstevnatými (0,25–2,50 m mocnými) sedimenty facie SG a dále (20 %) také tence až středně mocně vrstevnatými (0,25–0,50 m mocnými) sedimenty facie Gm. Litologický profil FA2 je znázorněn na obrázku 4.

Ploše deskovité až 2,5 m mocné sedimenty litofacie SG jsou relativně jemnozrnnější (než facie FA1). Výskyt planární laminace, čeřinového zvrstvení i šikmého zvrstvení s menším sklonem lamin signalizují trakční sedimentaci z proudů s relativně nižším množstvím transportovaného materiálu. Čočkovitá a klínovitá geometrie a polohy hrubozrnnějších štěrků, často s korytovitou bází, odpovídají sedimentaci z relativně mělkých a obvykle i níže energetických vodních proudů, než v případě FA1. Tyto se vyskytovaly nejspíše na tělese aluviálního kužele, kde docházelo k přepracování opuštěných nebo neaktivních částí kužele (Went 2005). Chybějící evidence bahenních prasklin a jemnozrnných prachovito-jílovitých sedimentů nepodporuje představu o periodickém vystavení terénu působení atmosféry a byly tedy zjištěny především subakvatické sedimenty. Sedimenty litofacie SG jsou interpretovány jako sedimenty z vodních proudů, částečně nejspíše charakteru štítových toků (sheetflood). Paleoproudění ukazuje na transport směrem k SZ. Špatné vytrídění je nejspíše projevem přívalového charakteru sedimentů. Lze předpokládat, že vodní proudy měly značně nižší kompetenci než proudy ve spodní části sedimentárního sledu (FA1), případně další proudy fungující na tělese kužele (facie Gm). Opakovaně vyvinuté sety facie Gm v rámci mocnějších těles facie SG jsou interpretovány jako výplně koryt, které brázdily povrch aluviálního kužele. Chybějící šikmé zvrstvení ukazuje na neexistenci migrujících štěrkových valů v rámci koryt. Tělesa facie Gm signalizují výrazně hrubší koryta, než jaká jsou spojována s existencí čočkovitých těles štěrků v rámci facie SG. Náznaky přednostního uspořádání klastů spolu s horizontální stratifikací naznačují selektivní depozici a pravděpodobně přívalový charakter s dominancí materiálu transportovaného trakcí. Subhorizontální stratifikace je interpretována jako odraz depozice z relativně mělkých, ale dynamických proudů s proměnlivou energií.

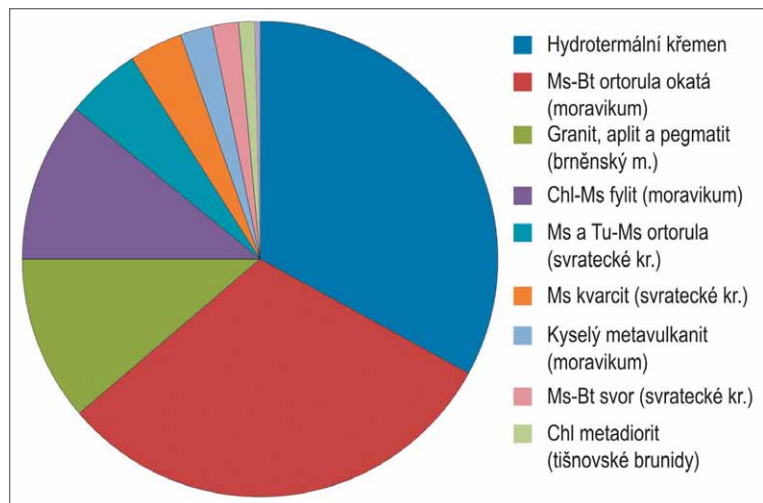
Výskyt těchto sedimentů ve vyšších partiích sedimentárního sledu ukazuje, že se může jednat také o distálnější části aluviálního kužele nebo dílčí drobnější kužel. Střídání facie SG a Gm indikuje, že tyto neaktivní či distální části kužele byly opakovaně zasaženy hlubšími a širšími vodními koryty s velmi nízkou amplitudou. Lze předpokládat rychlou sedimentaci



Obr. 5: Litologický profil se zobrazením litofacií faciální asociace FA3.

Fig. 5: Lithological profile with depiction of lithofacies of the facial association FA3.

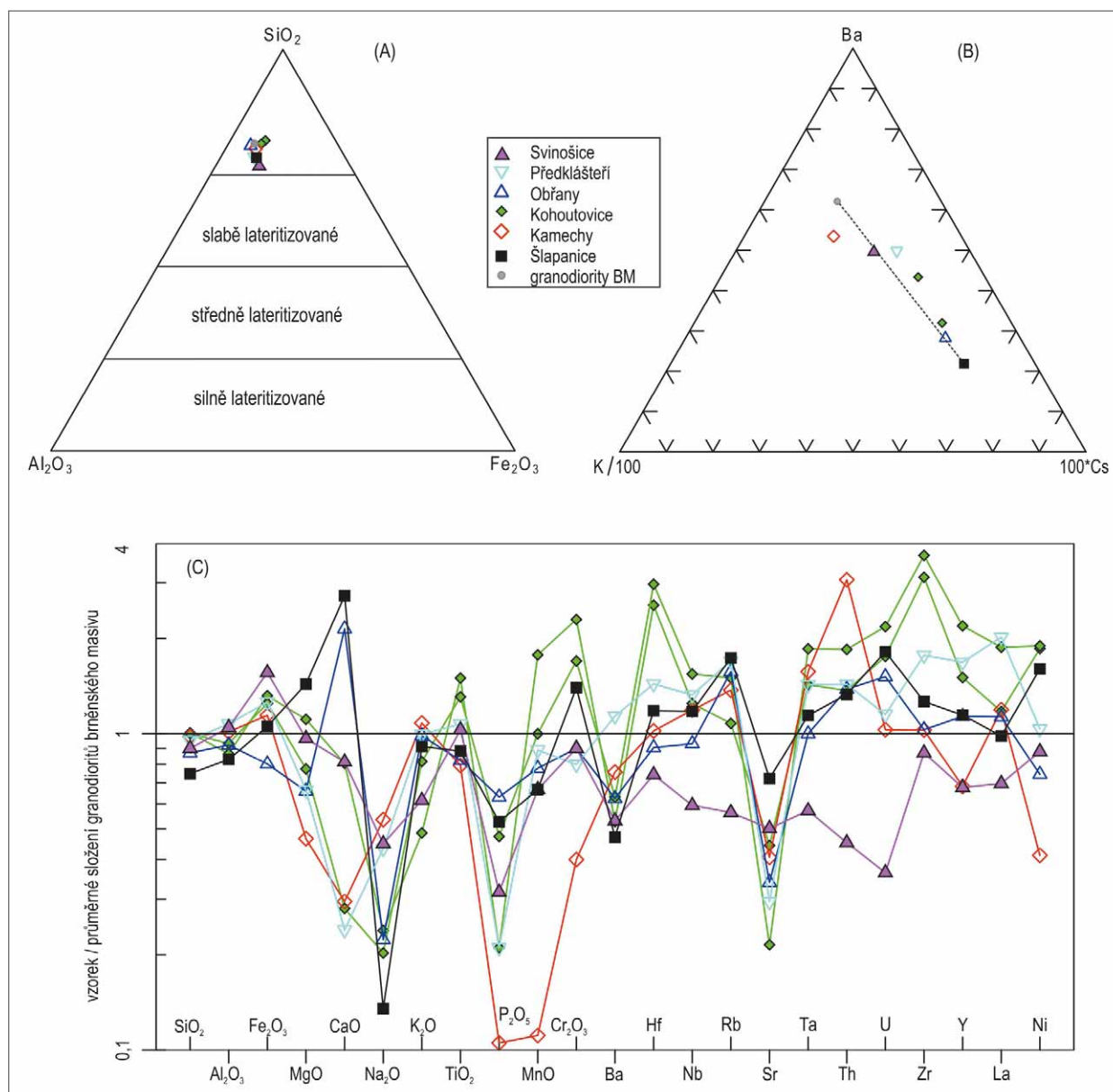
a dostatek zvětralin ve zdrojové oblasti. Na tělese kužele nebyl dokumentován výskyt vegetace. Vývoj laterálně amalgamovaných štítových těles, prostorově spojených s výplní koryt, lze vysvětlit opakovanou avulzí koryt, takže opětovně docházelo k přepracování starších sedimentů, což vysvětluje relativně vyšší přítomnost zaoblených pefitických klastů v rámci FA2 než v případě FA1 a také chybějící zachování mimokorytových sedimentů (Mackey a Bridge 1995; Miall 1996; Bridge 2003; Gibling 2006).



Obr. 6: Grafy valounové analýzy pro zrnitostní frakci 1 až 6 cm.

Fig. 6: Clast petrology diagram for the grain fraction 1 to 6 cm.





Obr. 7: Chemické složení studovaných hornin v lomu Předklášteří u Tišnova a na dalších studovaných lokalitách: (A) ternární diagram  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $Fe_2O_3$  (wt. %) pro laterity podle klasifikace Schellmanna (1983), (B) ternární diagram K/100-Ba-Cs\*100, (C) vybrané prvky ze sedimentů normalizované PGB (Gürtlerová et al. 1997).

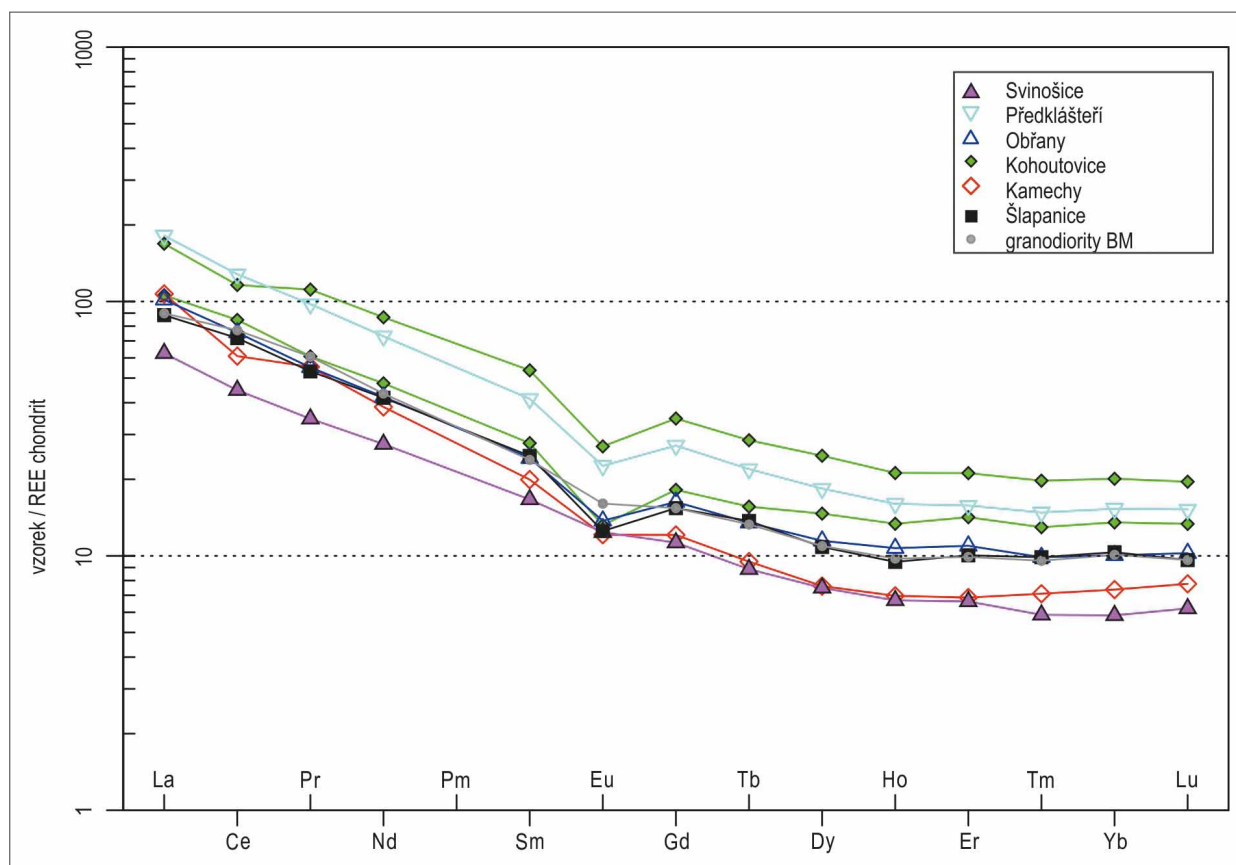
Fig. 7: Chemical composition of studied rocks in the Předklášteří u Tišnova quarry and in the other localities under study: (A) ternary diagram  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $Fe_2O_3$  (wt. %) for laterite based on Schellmann (1983) classification. (B) ternary diagram K/100-Ba-Cs\*100, (C) selected elements from studied sediments normalized to PGB (Gürtlerová et al. 1997).

### Faciální asociace 3 – kvartérní sedimenty aluviálního kužele (obr. 2f)

Faciální asociace 3 tvoří nejvyšší části sedimentárního sledu a byla zjištěna v nadloží FA2. Tato asociace je tvořena především sedimenty litofacie Mg a dále sedimenty facie Go. Litologický profil FA3 je znázorněn na obrázku 5.

Subhorizontální zvrstvení a přednostní uspořádání rozptýlených hrubších klastů v rámci facie Mg lze interpretovat jako odraz sedimentace z relativně hustých gravitačních proudů se silnou rolí laminárního proudění a smykového namáhání (Rees 1968). Tyto proudy lze spojit s kohezivními úlomkotoky (Lowe 1982). Sedimenty litofacie Go jsou interpretovány jako produkty valení a krátkého přemístění zvětralých úlomků z lokálních

okolních elevací (debris fall). Určitou roli mohlo také sehrát následné přepracování tekoucí vodou, které vedlo k tvorbě stratifikace (Nemec a Kazanci 1999). Střídání partií relativně bohatších a chudších na hrubé klastické úlomky psefitické frakce v rámci facie Mg, podobně jako střídání litofacie Mg a Go, lze nejspíše spojit s rozdílnou intenzitou a mechanismem zvětrávání ve zdrojové oblasti a také rozdílným množstvím tekoucí vody v rámci depozičního prostředí, což vedlo k jinému mechanismu transportu materiálu po svahu. Tyto rozdíly bývají obvykle vysvětlovány jako produkt sezónních/klimatických změn v rámci kvartéru (Blikra, Nemec 1998). Kvartérním sedimentům nebyla dále věnována bližší pozornost.



Obr. 8: Obsahy REE normalizované chondritem (Boynnton 1984).

Fig. 8: Variation in REE normalized to chondrite (Boynnton 1984).

### Valounová analýza

Valounová analýza naznačuje, že klastický materiál pocházel převážně z blízkého okolí (obr. 6; Elektronická příloha A). Dominují valouny hydrotermálního křemene (33 %) a muskovit-biotitických ortorul s porfyroblasty živců (30,8 %). Tyto ortoruly svým vzhledem připomínají bítešskou ortorulu z moravika. Ze stejné jednotky také pocházejí chlorit-muskovitické fylity (11,2 %) a kyselé metavulkanity (2,2 %). Muskovit-biotitické granity, aplity a pegmatity pravděpodobně pocházejí z brněnského masivu. Původ klastů muskovitických a turmalín-muskovitických ortorul (~ 5,1 %), muskovitických kvarcitů (~ 3,6 %) a muskovit-biotitických svorů (~ 1,8 %) lze pravděpodobně hledat ve svrateckém krystaliniku. Relativně málo klastů pochází z podložních hornin tišnovských brunid (~ 1,1 %). Přítomen je také limonit a to v množství 0,4 %.

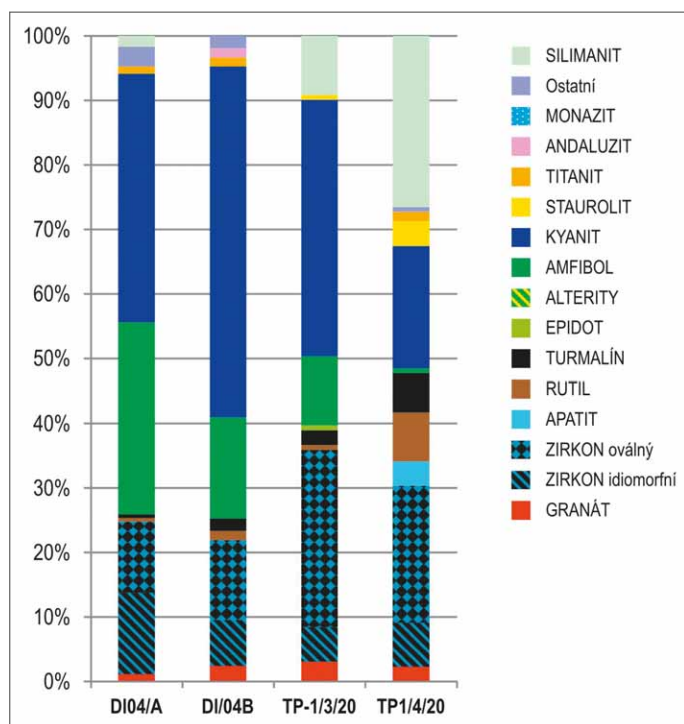
### Geochemická charakteristika

Nově analyzovaný sediment z lomu Předklášteří u Tišnova (d. b. TP-1a) má chemické složení charakterizované vysokým obsahem  $\text{SiO}_2$  (61,88 hm. %) a  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (16,58 hm. %). Zmíněný vzorek byl srovnán s výsledky dvou analýz sedimentů ottnangského stáří, které nebyly dosud publikovány (Elektronická příloha B): Svinošice (d. b. SV01) a Kamechy (d. b. BP389). Dále byl použit vzorek sedimentu z lokality Obřany (d. b. BP367 – ottnang; Hanžl, ed. 2020) a dva vzorky sedimentů ottnangského stáří z lokality Kohoutovice (Tomanová Petrová et al. 2018). Tři zmíněné sedimenty leží na granitoidech (Kamechy,

Obřany, Předklášteří) a jeden na bazických a ultrabazických horninách dioritové zóny brněnského masivu (Svinošice). Jako srovnávací materiál pro určení stupně zvětrávání studovaných sedimentů byly použity jeden vzorek spodnobadenského jílu z cihelny ve Šlapanicích (d. b. BP112; Tomanová Petrová, ed. 2013) a průměrné složení ze 42 vzorků granitoidů z brněnského masivu (PGB; zdrojová data pocházejí z databáze ČGS; Gürtlerová et al. 1997).

Ve srovnání s PGB vykazují všechny studované sedimenty vyšší poměry  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0,74 vs. 1,01–3,26) a  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  (0,24 vs. 0,25–0,28). Složení spodnobadenského jílu z cihelny ve Šlapanicích naopak vykazuje hodnotu  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  vyšší (4,98) než studované vzorky, zatímco poměr  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  má srovnatelnou hodnotu se vzorkem sedimentu ottnangu z Obřan (0,26). Podle klasifikace Schellmanna (1983) se nejedná o laterity (obr. 7a). V trojúhelníkovém diagramu  $\text{K}/100\text{-Ba-}100\text{*Cs}$  jsou studované vzorky distribuovány podél spojnice mezi PGB a spodnobadenským jílem z cihelny ve Šlapanicích (obr. 7b).

Obsahy vybraných hlavních a stopových prvků ve čtyřech studovaných vzorcích byly normalizovány hodnotou PGB (Gürtlerová et al. 1997), z čehož jsou patrné hlavní rozdíly mezi jednotlivými vzorky (obr. 7b). Sediment ze Svinošic vykazuje ve srovnání se složením PGB mírně zvýšené obsahy oxidů  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Vzorek z Předklášteří se naproti tomu vyznačuje zvýšenými obsahy HFS prvků (high-field-strength elements)



Obr. 9: Analýza průsvitných těžkých minerálů ze vzorků D104 a TP-1, Předklášteří.

Fig. 9: Analysis of translucent heavy minerals from the samples D104 and TP-1, Předklášteří.

a nízkými hodnotami Sr,  $P_2O_5$ , CaO. Vzorek z lokality Obrány se vyznačuje vysokým obsahem CaO a nízkými obsahy  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$ , Ba a Sr. Sediment z lokality Kamechy se od předchozích liší především vyšším obsahem Th a nízkými obsahy  $P_2O_5$ , MnO, Ni.

Studované vzorky sedimentů mají podobné tvary normalizovaných křivek vzácných zemin, které vykazují nevýraznou zápornou Eu anomálii ( $Eu/Eu^* = 0,67-0,90$ ) a obohacení LREE ( $La_N/Yb_N = 10,1-14,5$ ). Jednotlivé vzorky se liší celkovými obsahy REE (90–248; obr. 8). Tvary křivek REE všech studovaných vzorků sedimentů se podobají granodioritům a spodnobadenskému jílu z cihelny ve Šlapanicích (obr. 8). Celkové obsahy REE se pohybují kolem hodnoty vypočtené pro PGB (153 ppm), přičemž suma REE pro vzorek z lokality Předklášteří je vyšší, zatímco sumy REE z lokalit Obrány, Kamechy a Svinošice jsou nižší (Elektronická příloha B).

### Paleontologie

Ve vzorku TP-1 [litofacie a faciální asociace Gp (FA1), Gm (FA2) a Mg (FA3)] bylo zjištěno společenstvo aglutinovaných foraminifer a ojedinelá jehlice houby. Mikrofauna představuje patrně pseudoasociaci – kompletně přepravenou mikrofaunu v mladých, pravděpodobně miocenních sedimentech. Dominují úlomky *Rhizammina* cf. *algaeformis* B., dále byly zjištěny druhy *Hyperammina* sp., *Haplophragmoides porrectus* M., *H. kirki* W., *Spiroplectammina navarroana* (C.), *S. cf. praelonga* (R.), *Karrerulina conversa* (G.) a *Dorothia* sp. juv.

Z paleoekologického hlediska jde o mikrofaunu hlubokomořskou (batyál). Stratigrafické rozpětí druhů je velké nebo v některých případech dosud přesně nezjištěné.

V každém případě jde nejspíše o faunu svrchní křídy (turon–maastricht).

Z hlediska palynologie byly všechny vzorky na palynomorfy zcela sterilní. V residuu sedimentu nebyla po maceraci patrná téměř žádná organická hmota, která se projevuje tmavou barvou tohoto zbytku. Palynologie tedy bohužel nemůže pro sledované sedimenty poskytnout žádné výsledky.

### Průsvitné těžké minerály

Pro vzorky je typické velké zastoupení zirkonu (přesahující 20 %) s převažujícím zastoupením oválných zrn indikujících delší transport a patrně i několikanásobnou redepozici. Z dalších minerálů je důležité vysoké zastoupení kyanitu (19–54 %), rutilu a turmalínu, které jsou zastoupeny 6–8 %. U části vzorků je významněji zastoupen i silimanit (~ 9 a 27 %). (obr. 9, Elektronická příloha C). Různě zastoupené jsou i minerály skupiny amfibolů (~ 1–30 %), které jsou charakteristické výraznou korozí zrn.

### Diskuze a závěr

#### Vývoj depozičního prostředí

Neogenní sedimenty odráží transport k S–SZ, tedy směrem k současnému údolí Loučky, případně do údolí Svatky. Oblast mezi Tišnovem a Boračí, podobně jako oblast mezi Tišnovem a Lomnicí, je známa výskytem sladkovodních ottangských a především marinních badenských sedimentů. Tvorba hlubokých depresí, dnes v terénu představovaných údolními výše jmenovaných vodních toků, případně i vyklizení výplně ze zdrojových oblastí těchto depresí, mohly vést k tvorbě paleoreliéfu, vhodného pro sedimentaci aluviálně-fluviálních sedimentů zastižených na lokalitě Předklášteří.

Iniciální stadium sedimentace neogenních sedimentů představované FA1 lze spojit s vyplňováním nehlubší deprese v terénu a proximálními částmi depozičního prostředí. V místech s největším sklonem reliéfu došlo k určité stabilizaci říčního koryta a relativně rychlému vyplňování deprese poměrně hrubozrnnými sedimenty. Říční koryto bylo relativně hluboké (několik m) s depoziční rozsáhlých komplexních/složených fluviálních valů.

V již více zarovnaném paleoreliéfu docházelo následně k sedimentaci FA2. Sedimentace tohoto typu však mohla laterálně doprovázet/navazovat na sedimentaci FA1 a sedimenty FA2 pak představují distálnější partie tohoto depozičního prostředí. Lze předpokládat relativně plochý aluviální kužel, jenž byl protkán několika hlavními distribučními koryty, která však byla relativně mělká a jejichž hloubku lze dle mocnosti facie Gm odhadnout max. do 1 m. Dominantní sedimentace byla nejspíše ve formě štítových toků/plošného splachu, které mohly vznikat při přelití mělkých koryt výše v proximálnější části kužele, případně střední části kužele (koryta představovaná facií Gm). Sedimenty střední části kužele byly protkány množstvím drobných plochých koryt nižšího řádu hlubokých max. první decimetry.

Celkově lze především v rámci FA2, ale i FA1 předpokládat vysokou úroveň mobility fluvialních koryt, což může odrážet vysoký poměr transportovaného materiálu vůči průtočnému množství a absenci stabilních břehů koryt tvořených jílovitými kohezivními sedimenty (Hassan 2005), které by typicky odpovídaly mimobřežním sedimentům. Absence významnějšího výskytu mimokorytových sedimentů demonstruje vysoce mobilní charakter koryt i redepozici sedimentů fluvialních koryt (Steel a Thompson 1983). Společně tato data ukazují na oblast relativně proximalní ke zdroji, přebytek materiálu k transportu, pravidelný a opakovaně vysoký průtok, což umožňovalo akumulaci laterálně a vertikálně amalgamovaných výplní koryt i relativně hrubozrnnější sedimentaci na tělese aluviálního kužele.

Sedimenty faciální asociace 2 jsou erozně seřiznuty a následně překryty kvartéřními sedimenty aluviálního kužele, tj. FA3. Erozní báze těchto sedimentů i směr jejich transportu ukazují na změnu paleosklonu reliéfu v zájmové oblasti, když tento je pro sedimenty FA3 nastaven směrem k SV–V. Pro sedimentaci FA3 lze předpokládat vyšší roli subaerických podmínek než v případě FA1 a FA2.

### **Chemická variabilita sedimentů**

Chemické složení studovaných sedimentů vykazuje, pokud jde o tvar křivky REE, značné podobnosti s granodiority brněnského masivu (obr. 7c; PGB) a spodnobadenským jílem. Většina prvků s malou mobilitou během zvětrávání (Ti, Hf, Zr) se svými obsahy blíží složení PGB (obr. 7c). To naznačuje, že studované sedimenty vznikly zvětráváním granitoidních hornin. Nízké obsahy Tb, Nb, Hf, Zr a REE ve vzorku sedimentu ze Svinošic dobře korelují se složením hornin v jejich podloží (hlavně gabra a diority). Obsahy těchto prvků jsou ve zmíněných horninách nižší (Hanžl et al. 2019; Tb < 0,2 ppm, Nb < 3,4 ppm, Hf < 2,3 ppm, Zr 1,8–93,4 ppm, suma REE 3,3–81,1 ppm). Nízké obsahy Rb, U, Th ve vzorku sedimentu ze Svinošic mohou souviset s charakterem protolitu, ale nemůžeme vyloučit také vliv zvětrávání a diagenese. Na základě zjištěných údajů předpokládáme, že protolitem pro vznik sedimentu ze Svinošic byly hlavně horniny dioritové subzóny brněnského masivu. Nemůžeme však také vyloučit, že se zde lokální materiál mísil se zvětralými z granitoidů (například relativně vysoké obsahy REE). V trojúhelníkovém diagramu K/100-Ba-100\*Cs jsou studované vzorky distribuovány podél spojnice mezi PGB a jílem (obr. 7b), což může naznačovat, že obsahy LIL prvků (large-ion lithophile elements) jsou výrazně ovlivněny variabilitou v obsazích živců a jílových minerálů (nejvyšší obsah živců je v PGB, zatímco nejvyšší obsah jílových minerálů je v neogenním jílu). Studované sedimenty tedy s největší pravděpodobností vznikly zvětráváním hornin brněnského masivu. Variabilita obsahů CaO v těchto sedimentech pravděpodobně souvisí s postdiagenetickým odvápněním některých jíků.

Chemické složení studovaných vzorků je podobné chemickému složení sedimentů miocenního stáří z lokality Kohoutovice (Tomanová Petrová et al. 2018). Oba vzorky jíků z Kohoutovic normalizované PGB se však

od studovaných vzorků odlišují pozitivní Zr, Hf anomálií. Poměrně vysoké obsahy Zr a Hf, které dobře korelují s vysokými obsahy HREE, naznačují vazbu zmíněných stopových prvků na ultrastabilní těžké minerály jako je zirkon. Poměrně vysoké jsou také obsahy TiO<sub>2</sub>, což naznačuje vyšší stupeň zvětrávání ve srovnání s ostatními studovanými sedimenty (Tomanová Petrová et al. 2018). Zvýšenými obsahy Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve vzorcích z lokality Kohoutovice mohou souviset s příměsí bazických a ultrabazických hornin, které vystupují v podloží. Podíl tohoto materiálu je však malý, protože zjištěné složení jílových minerálů (Tomanová Petrová et al. 2018) dobře odpovídá zvětralým derivovaným z granodioritů v podmínkách semiaridního až humidního klimatu (např. Deepthy a Balakrishnan 2005).

Celkově tedy můžeme říci, že všechny studované sedimenty, včetně dvou dříve popsanych vzorků z Kohoutovic, vznikaly v podobných podmínkách. Jedná se o zvětraliny derivované z vyvřelých hornin brněnského masivu. Zvětralý materiál měl většinou lokální zdroj (transport maximálně na vzdálenost prvních kilometrů).

### **Těžké minerály**

Analýza průsvitných těžkých minerálů byla použita především jako pomocná metoda pro stratigrafické zařazení. Při interpretaci je možné se do určité míry opřít o výsledky analýz asociací PTM z krasových dutin na Květnici a na Čebínce (Otava 2000), které mají mnohem blíže k cenomanským sedimentům v okraje České křídové tabule, popř. k rudickým vrstvám v Moravském krasu, než k badenským pískům z širšího okolí Tišnova, které jsou lokálně rovněž tvořené redeponovaným materiálem z cenomanských písků a pískovců. Za typomorfní asociaci minerálů rudických vrstev a cenomanu považuje Otava (2000) skupinu turmalín, kyanit, staurolit a rutil, zatímco v sedimentech spodního badenu se objevují vyšší podíly granátu a staurolitu. Analyzované sedimenty ze svrchní části lomu v Předklášteří ale mají oproti sedimentům z krasových dutin spíše obrácený podíl zirkonu a kyanitu, což nabízí prostor pro alternativní úvahy, nicméně bez srovnávacího materiálu je interpretace jen těžko možná. Každopádně je ale možné říci, že sedimenty nad zvětralými horninami brunovistulika jsou vzhledem k minimálnímu zastoupení granátu stáří nejméně spodnomiocenního, ale nedá se vyloučit i stáří větší.

Jako zdrojové oblasti jsou vcelku nepřekvapivě předpokládány poměrně blízké regionální jednotky: svratecké krystalinikum (kyanit, turmalín), moldanubikum (sili-manit), případně i olešnická skupina moravika (kyanit).

### **Paleontologie**

Obdobná foraminiferová fauna jako na lokalitě Předklášteří je součástí pseudoasociace z písků v Lomnici u Tišnova (např. pískovna v Dřevařských závodech, MB003/24-143 (nepublikováno). Písky z Lomnice jsou pravděpodobně badenské. Velice podobná fauna byla rovněž zjištěna v jemnozrnných prachovitých píscích z vrtů J-106 a J-108 z Bělče (Bubík 1997) patrně stejného stáří jako písky z Lomnice, ačkoli pro to nejsou přímé

biostratigrafické důkazy. Obdobná foraminiferová fauna se vyskytuje v lakustrinních a brakických faciích otnan-gu v Brně a okolí. Ačkoli mezi různými uvedenými vý-skyty existují určité rozdíly ve složení aglutinované fauny, jednotícím prvkem je hojný výskyt úlomků *Rhizammina* a výskyt druhů *Karrerulina conversa*, *Spiroplectamina navarroana*, *Haplophragmoides* spp. aj.

Ačkoli pseudoasociace z Lomnice a Bělče obsahují některé faunistické prvky běžné ve svrchní křídě české křídové pánve, obsahují rovněž i druhy spíše s tethydní afinitou. V případě asociací z oblasti Brna je to ještě markantnější a zdroj redepozic je nutno hledat nej-spíše v dnes již zcela denudovaných čelních šupinách

ždánické jednotky. Provenience faun není zatím uspo-kojivě dořešena.

#### Poděkování

*Tento příspěvek byl vytvořen v rámci interního projektu č. 321070, který je součástí DKRVO/ČGS (2018–2022), Oblast výzkumu 5: Výzkum geologických rizik a č. 321180, Oblast výzkumu 1: Výzkum stavby a vývoje zemské kůry. Autoři děkují editorovi doc. Mgr. Martinovi Ivanovovi, Dr., za podnětné připomínky. Dík rovněž patří vedení společ-nosti KÁMEN Zbraslav, a.s. – kamenolomu v Předklášteří, za umožnění provádění našich prací v objektu lomu.*

#### Literatura

- Allen, J. R. L. (1983). Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (Lower Devonian), Welsh Borders. – *Sedimentary Geology*, 33, 237–293.
- Allen, J. P., Fielding, C. R., Rygel, M. C., Gibling, M. R. (2013). Deconvolving signals of tectonic and climatic controls from continental basins: an example from the Late Paleozoic Cumberland Basin, Atlantic Canada. – *Journal of Sedimentary Research*, 83, 847–872.
- Ashley, G. M. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 160–172.
- Blikra, L. H., Nemeč, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. – *Sedimentology*, 45, 909–959.
- Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: Henderson, P. (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry*, 63–114. – Elsevier. Amsterdam.
- Bridge, J. S. (1993). Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. – *Sedimentology*, 40, 801–810.
- Bridge, J. S. (2003). *Rivers and Floodplains*. – Blackwell Scientific, Oxford. 504 pp.
- Bristow, C. S. (1987). Brahmaputra River: channel migration and deposition. – In: Ethridge, F. G., Flores, R. M., Harvey, M. D. (eds): *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. – SEPM Special Publication, 39, 63–74.
- Brzák, P. (2000). Spodnobadenské sedimenty a morfotektonický vývoj jv. okraje Českého masívu (jihozápadní Morava). – *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunennsis, Geology*, 30, 65–74.
- Bubík, M. (1997). O miocénu z vrtů na trase vodovodního přivaděče Vír-Brno. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1996*, 64–66.
- Burda, J., Novotná, J. (2015). Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva průzkumného hydrogeologického vrtu 2242\_2 Hradčany. Souhrnná dokumentace. – MS ČGS Praha.
- Deepthy, R., Balakrishnan, S. (2005). Climate control on clay mineral formation: Evidence from weathering profiles developed on either side of the Western Ghats. – *Journal of Earth System Science*, 114, 5, 545–556.
- Friend, P. F. (1983). Toward the field classification of alluvial architecture or sequence. – In: Gibling, M. R. (2006). Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. – *Journal of Sedimentary Research*, 76, 731–770.
- Grym, V., Žůrek, V. (1965). Průzkum kamene. Předklášteří. – MS ČGS Praha.
- Gürtlerová, P. et al. (1997). Databáze analytických stanovení na mapách geochemické reaktivity hornin 1: 50 000. – *Litogeochemická databáze České geologické služby, Praha*.
- Hanžl, P. (ed.), Buriánková, K., Čtyrská, J., Čurda, J., Gilíková, H., Gürtlerová, P., Kabátník, P., Kratochvílová, H., Manová, M., Maštera, L., Neudert, O., Otava, J., Petrová P., Šalanský, K., Šrámek, J., Švecová, J., Vít J., (2007a). Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s Vysvětlivkami, list 24-321 Tišnov. 1–83. Česká geologická služba Praha.
- Hanžl, P. (ed.), Buriánková, K., Čech, S., Čtyrská, J., Čurda, J., Gilíková, H., Hradecká, L., Hubatka, F., Janoušek, V., Kašpárek, M., Manová, M., Maštera, L., Otava, J., Petrová P., Šalanský, K., Šrámek, J., Vít J., (2007b). Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s Vysvětlivkami, list 24-322 Blansko. 1–68. Česká geologická služba Praha.
- Hanžl, P., Janoušek, V., Soejono, I., Buriánek, D., Svojtka, M., Hrdličková, K., Erban V., Pin C. (2019). The rise of the Brunovis-tulicum: age, geological, petrological and geochemical character of the Neoproterozoic magmatic rocks of the Central Basic Belt of the Brno Massif. – *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 108, 4, 1165–1199.
- Hanžl, P. (ed.), Baldík, V., Bubík, M., Buriánek, D., Dolníček, Z., Dvořák, I., Fůrychová, P., Havlín, A., Hrdličková, K., Kociánová, L., Konečný, F., Krejčí, O., Krejčí, Z., Krumlová, H., Kryštofová, E., Müller, P., Paleček, M., Pecina, V., Pecka, T., Poul, I., Rez, J., Skácelová, D., Skácelová, Z., Slobodník, M., Šrámek, J., Tomanová Petrová, P., Večeřa, J., Vít, J. (2020). Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s Vysvětlivkami 24-324 Brno-sever. 1–152. Česká geologická služba, Praha.
- Hassan, M. A. (2005). Characteristics of gravel bars in ephemeral streams. – *Journal of Sedimentary Research*, 75, 29–42.

- Haszeldine, R. S. (1983). Fluvial bars reconstructed from deep, straight channel, Upper Carboniferous coalfield of northeast England. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 1233–1248.
- Hein, F. J., Walker, R. G. (1977): Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 562–570.
- Hlavoňová, K. (1977). Miocenní sediment v oblasti mezi Moravskými Knínicemi a Lažánkami. – MS, diplomová práce, Katedra geologie a paleontologie UJEP. Brno.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V. (2006): Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). – *Journal of Petrology*, 47, 6, 1255–1259.
- Jo, H. R., Chough, S. K. (2001). Architectural analysis of fluvial sequences in the northwestern part of Kyongsang Basin (Early Cretaceous), SE Korea. – *Sedimentary Geology*, 144, 307–334.
- Lázničková, J., Pokorný, L. (2016). K. ú. Vohančice, parcela č. 278/1, vrtná studna. Vyhledávání a průzkum zdroje podzemních vod pro obec Vohančice. – MS ČGS – Geofond Praha.
- Lloret, J., Ronchi, A., López-Gómez, J., Grotter, N., de la Horra, R., Barrenechea, J. F., Arche A. (2018). Syn-tectonic sedimentary evolution of the continental late Palaeozoic-early Mesozoic Erill Castell-Estac Basin and its significance in the development of the central Pyrenees Basin. – *Sedimentary Geology*, 374, 134–157.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density currents. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279–297.
- Mackey, S. D., Bridge, J. S. (1995). Three dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. – *Journal of Sedimentary Research*, B65, 7–31.
- Miall, A. D. (1994). Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. – *Journal of Sedimentary Research*, B64, 146–158.
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. SpringerVerlag, Berlin, Heidelberg, New York. 581 pp.
- Musil, R. (1993). Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska. Sborník příspěvků k 90. Výročí narození prof. Dr. Karla Zapletala*, 133–156, Moravské zemské Muzeum a Sekce geologických věd PŘF MU, Brno.
- Musil, R. (1997). Ende des Pliozän und unteres bis mittleres Pleistozän des Brünner Beckens. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae*, 81, 93–107, 1/2. Brno.
- Nehyba, S., Bubík, M., Kirchner, K., Petrová, P., Vít, J. (2006). Fluviální sediment mezi Jinačovicemi a Kuřimí. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2005*, 44–47. Brno.
- Nemec, W., Kazanci, N. (1999). Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and palaeoclimatic significance. – *Sedimentology*, 46, 139–170.
- Otava, J. (2000). Paleokrasové výplně typu rudických vrstev na Čebínce a na Květnici. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1999*, 72–73, Brno.
- Petrová, P., Vít, J., Čtyrtek, J. (2001). Okrajové vývoje sedimentů karpatské předhlubně na listech map 1 : 25 000 Blansko a Tišnov. – *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis*, Vol. 30, Geology. 55–64. Brno.
- Rees, A. I. (1968). The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongate and flattened grains. – *Journal of Geology*, 76, 457–465.
- Rust, B. R. (1978). A classification of alluvial channel systems. – In: Miall, A. D. (ed.): *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society Petroleum Geologists Memoir, 5, 187–198.
- Schellmann, W. (1983). A new definition of laterite. – In: Hauser, G. (ed.): *Natural Resources and Development*, vol. 18. Metzingen, 7–21.
- Scherer, C. M. S., Jardim de Sá, E. F., Córdoba, V. C., Sousa, D. C., Aquino, M. M., Cardoso, F. M. C. (2014). Tectono-stratigraphic evolution of the Upper Jurassic–Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. – *Journal of South American Earth Sciences* 49, 106–122.
- Smetana, V. (1924). O kaolinu a uhlonosném miocénu se sladkovodní zvířenou od Lažánek poblíž Veverské Bítýšky na Moravě. – *Sborník Státního ústavu geologického*, 4, 289–301. Praha.
- Steel, R. J., Thompson, D. B. (1983). Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter' Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. – *Sedimentology*, 30, 341–367.
- Šamalíková, M. (1992). Poznatky o geotechnickém charakteru hornin štolových úseků brněnského oblastního vodovodu v úseku Vír–Štěpánovice. – *Geologický Průzkum*, 10, 300–304.
- Todd, S. P. (1996). Process deduction from fluvial sedimentary structures. – In: Carling, P. A., Dawson, M. R. (eds): *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*, 299–350. Wiley, Chichester, UK.
- Tomanová Petrová, P. (ed.), Baldík, V., Bubík, M., Buriánek, D., Franců, J., Fůrychová, P., Gilíková, H., Havlín, A., Janderková, J., Kociánová, L., Kolečka, V., Konečný, F., Krejčí, O., Krejčí, V., Kryštofová, E., Kunceová, E., Otava, J., Paleček, M., Pecina, V., Pecka, T., Rez, J., Sedláček, J., Sedláčková, I., Skácelová, Z., Švábenická, L., Večeřa, J., Vít, J. (2013). Vysvětlivky k Základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 24-431 Šlapanice. 216 s. – MS Archiv České geologické služby Praha.
- Tomanová Petrová, P., Buriánek, D., Kirchner, K., Krejčí, O., Laufek, F., Nehyba, S. Otava, J. (2018). Pestré sedimenty ottangu v Brně-Kohoutovicích. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku* 25, 1–2, 66–72.
- Vít, J., Tomanová Petrová, P., Skácelová, Z., Hrutka, M. (2017). Geologická stavba hydrogeologického rajonu 2242 (Kuřimská kotlina) a představy vývoje toku řeky Svratky v kenozoiku. – *Geoscience Research Reports*, 50, 173–180.
- Went, D. J. (2005). Pre-vegetation alluvial fan facies and processes: an example from the Cambro–Ordovician Rozel Conglomerate Formation, Jersey, Channel Islands. *Sedimentology*, 52, 693–713.
- Wizevich, M. C. (1992). Sedimentology of Pennsylvanian quartzose sandstones of the Lee Formation, central Appalachian Basin: fluvial interpretation based on lateral profile analysis. – *Sedimentary Geology*, 78, 1–47.

# Paleoúdolí Doubravník–Borač ve světle elektrické odporové tomografie (ERT), jeho 3D model a vazba na hydrogeologický rajon 2242 (Kuřimská kotlina), karpatská předhlubeň

Paleo-valley Doubravník–Borač in the light of electrical resistivity tomography (ERT), its 3D model and connection to hydrogeological district 2242 (Kuřimská kotlina), Carpathian Foredeep

Jan Vít<sup>1</sup> ✉, Jan Jelínek<sup>2</sup>, Zuzana Skácelová<sup>3</sup>, Pavla Tomanová Petrová<sup>1</sup>, Helena Gilíková<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha

<sup>3</sup> Česká geologická služba, Erbenova 348, 790 01 Jeseník

## Key words:

3D model of the paleo-valley, electrical resistivity tomography (ERT) measurements, morphostructural analysis, digital terrain analysis (DMR) 5G, geological mapping, Cenozoic sediments, thickness of Miocene sediments, hydrogeological district 2241 – Kuřimská kotlina, Carpathian Foredeep

✉ jan.vit@geology.cz

## Editor:

Milan Geršl

## Doporučená citace článku:

Vít, J., Jelínek, J., Skácelová, Z., Tomanová Petrová, P., Gilíková, H. (2021). Paleoúdolí Doubravník–Borač ve světle elektrické odporové tomografie (ERT), jeho 3D model a vazba na hydrogeologický rajon 2242 (Kuřimská kotlina), karpatská předhlubeň. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 33–43.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-14435>

## Abstract

*There is a narrow depression of the relief between Doubravník and Borač villages situated on the contact between the Bohemian Massif and Carpathian Foredeep of the Western Carpathians. Depression is mainly filled with Lower Badenian marine sediments, to a lesser extent also with Quaternary sediments of alluvial cones, loess and slope (colluvial) deposits. Current reflections on origin of the depression oscillate between the idea of an abandoned pre-Badenian valley of the Svratka River after a depression caused by purely tectonic processes. Disadvantage of the existing assumptions is that they rely on a minimum of objective data, especially in terms of thickness of sediments and the shape of the buried relief. The aim of this study is to increase knowledge about the tectonic structure, extent and thickness of sediments. Morphostructural analysis, field research and especially geophysical measurements (ERT) on 13 profiles with lengths of 81 to 595 m and a depth range of up to 65 m were used for this purpose.*

*The work confirmed that the studied area is probably a paleo-valley of the Svratka River, which is divided by faults into several segments. The most significant appears to be the tectonic zone in the area between Borač and Maňová. In the interpreted results of ERT measurements, it manifests itself in a rapid change in the thickness of calcareous clays as on the D05 profile, the bottom of the valley was found at about 285 m a. s. l., while from other profiles towards Borač it is certain that the bottom altitude is at least 30 m lower (and tertiary sediments width on the surface section is bigger).*

*What is the position of the rock bottom of the depression at the site of the divide with the D14 profile could not be determined, but it is definitely situated at a depth greater than 310 m a. s. l. From the profiles led directly in Doubravník (D01, D02, D15) it is clear that the deepest part of the valley filled with Lower Badenian sediments is situated W of Doubravník church, but towards the north it turns to the east. The bottom was not found, but it is lower than 270 m a. s. l.*

*Overall, it is possible to summarize that within the section between Doubravník and Borač, the deepest shape of the relief is formed by meandering depression. Its position is different within today's shape of the relief depression. The situation is similar in the direct parts of the Svratka valley north and south of this area of interest (between Nedvědice and Doubravník and between Borač and Štěpánovice). Therefore, the hypothesis of a paleo-valley of the Svratka River seems to be very probable. The diversion of today's flow of the Svratka River between Doubravník and Borač to the current valley was caused by horst uplift and the overall change in the slope of the area after Badenian regression. There are also some hydrogeological impacts of this study. It is clear, the groundwater source (well HBV-1) is not situated in the deepest part of the valley, where sandy layers can be assumed, similar to that in Nedvědice (north from the area of interest). Besides groundwater flow under Badenian clays into hydrogeological district 2242 – Kuřimská kotlina (south from the area of interest) from more distant parts of the Svratka River drainage area can be supposed, as the bottom of the Tertiary paleo-valley between Doubravník and Borač is not raised*

above the level of the floodplain. Also a significant failure of the underlying rocks at the contact of the Svatka Crystalline complex and the Moravicum (crystalline complex) certainly allows an uninterrupted overflow of groundwater under the insulator of Badenian clays.

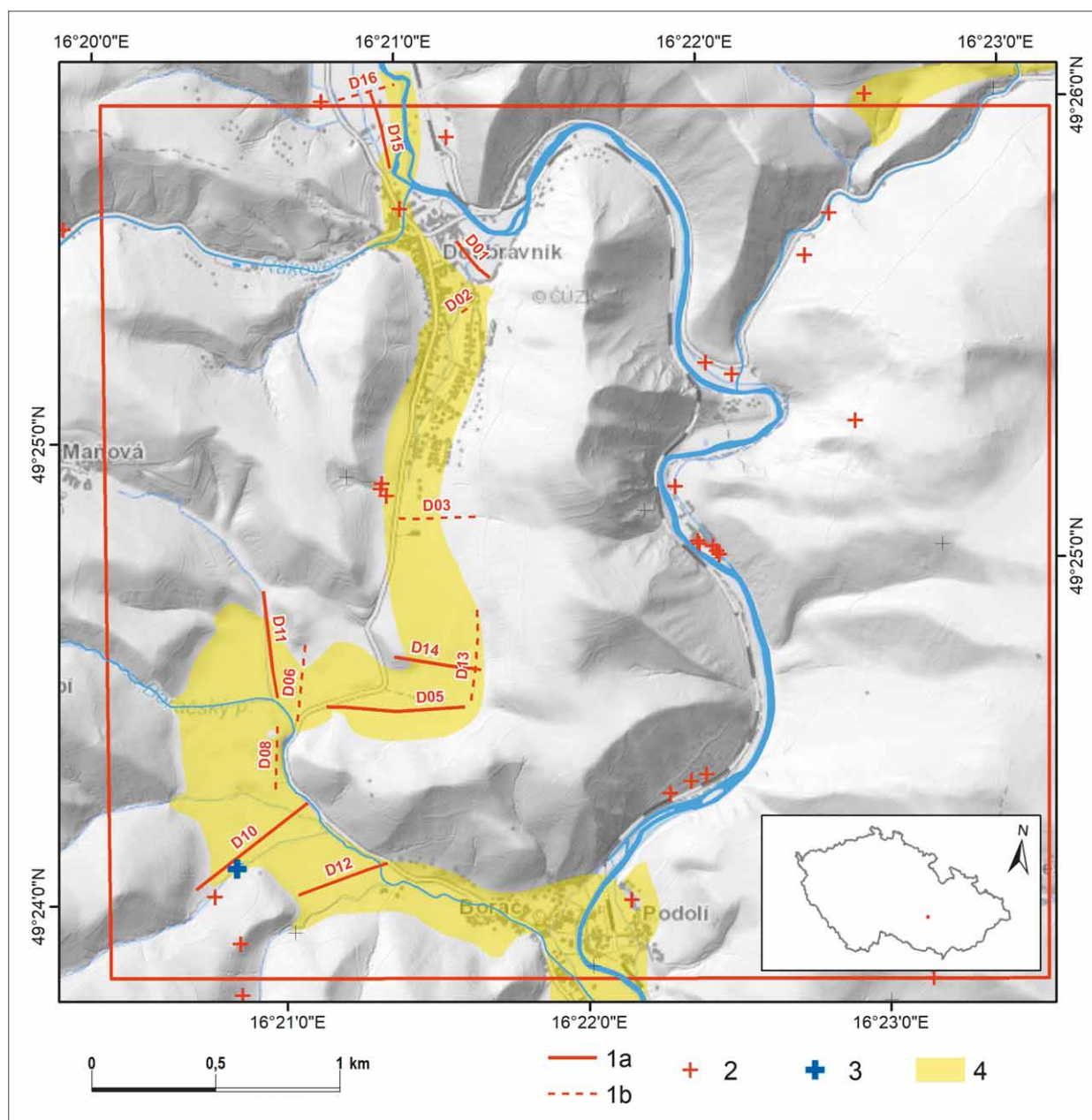
3D model is disponible on <https://geology.maps.arcgis.com/home/webscene/viewer.html?webscene=c2bbd5de2c1c4f13b34119add56501e7> (and other from the Czech Republic: [www.geology.cz/3d](http://www.geology.cz/3d)).

## Úvod

Na východním okraji Českomoravské vrchoviny, cca 9 km sz. od Tišnova, se nachází mezi Doubravíkem a Boračí protáhlá deprese v reliéfu (obr. 1). Studované území se vyskytuje v těsné blízkosti hydrogeologického

rajonu Kuřimská kotlina (2242). Kuřimská kotlina je součástí karpatské předhlubně a představuje silně tektonicky postižené území, rozčleněné na řadu úzkých, místy hluboce zaříznutých údolí, dnes vyplněných miocenními sedimenty s různou úrovní denudace (Vít et al. 2017).

Zájmové území je litologicky, stratigraficky a tektonicky velmi složité – a to jak z pohledu litologie a stratigrafie, tak i tektoniky. Názory o vzniku tzv. suchého údolí mezi Doubravíkem a Boračí oscilují mezi interpretací o existenci starého předbadenského údolí, které dnešní tok řeky Svatky opustil (např. Novák 1924), po práce předpokládající čistě tektonický původ této geomorfologické struktury vyplněné spodnobadenskými sedimenty (Hrádek 1980). Všechny doposud publikované práce mají spíše popisný charakter nebo využívají geomorfologických



Obr. 1: Vymezení zájmového území. Legenda: 1 – pozice ERT profilů (1a – uvedeny v článku, 1b – v elektronické příloze); 2 – pozice vrtů (archiv ČGS); 3 – pozice hydrogeologického vrtu HBV-1; 4 – předpokládaný rozsah neogenních sedimentů.

Fig. 1: Studied area. Explanations: 1 – ERT profiles (1a – in the paper, 1b – in the electronic supplement); 2 – boreholes position (records from archive ČGS); 3 – position of the hydrogeological well HBV-1; 4 – assumed extension of Neogene sediments.



pozorování, vyhodnocení morfostruktur nebo uvažují o souvislostech s výsledky starších vrtných prací, většinou ze širšího okolí (Brzák 2001; Žížala a Vilímek 2011). Dosud zde prakticky neexistují podrobnější údaje objasňující litologii a hlavně mocnost výplně. Výjimkou je vrt záložního vodního zdroje pro obec Borač HBV-1 (Cahlíková 2012). Vrt byl situován při vyústění potoka od obce Husle, kde pod 6 m hlinitopísčité aluviální sedimenty byl zjištěn jíl, v němž směrem do hloubky přibýval podíl úlomků rul (max. 15%) a křemene. V podloží, od 30 m hloubky, se vyskytovaly ruly. Další práce, které naznačovaly větší hloubkový dosah miocenních sedimentů, jsou až z míst vzdálenějších – výkop studny nad nádražím v Nedvědicích

(Polák 1960) a vrty inženýrskogeologického průzkumu u Nových Štěpánovic. Vrty hloubené pro variantu II plánované 30 m vysoké sypané zemní hráze zastihly největší mocnost neogenních sedimentů ve vrtu V-9 situovaném ve výplavovém kuželu Kalského potoka (Schütznerová-Havelková 1969).

Tento příspěvek shrnuje výsledky studie, která měla za cíl s pomocí analýzy dat dálkového průzkumu Země (DPZ), nástrojů morfostrukturní analýzy, terénního geologického průzkumu a následném využití metody elektrické odporové tomografie (ERT) zachytit v oblasti mezi Doubravníkem a Boračí (obr. 1) průběh protáhlé deprese vyplněné miocenními sedimenty. Současně bylo



Obr. 2: Výsledná síť morfolineamentů (červené linie – 1) vstupující jako podklad tvorby 3D modelu detailního území.  
Fig. 2: The resulting network of morpholineaments (red lines – 1) is a basis for creating a 3D model of the detailed area.

Tab. 1: Seznam měřených profilů s uvedenou délkou profilu a hloubkovým dosahem měření.

Tab. 1: List of measured profiles with the profile length and measurement depth range.

Název profilu	Měřená délka (m)	Hloubkový dosah měření (m)
D01	195	40
D02	81	15
D03	315	65
D05	555	65
D06	315	65
D08	275	55
D10	595	55
D11	435	65
D12	395	55
D13	395	55
D14	355	55
D15	315	65
D16	235	55

za úkol zjistit jejich mocnost a litologii a v neposlední řadě interpretovat hlavní tektonické linie, které ji spoluvytvářely. Na základě terénních pozorování, morfostrukturní mapy a geofyzikálních měření byla sestavena geologická mapa zájmového území dokládající rozšíření miocenních sedimentů. Doplněním údajů o průběhu dna, které byly dosud zcela neznámé, bylo možné přispět k řešení geneze této zajímavé geologicko-geomorfologické struktury a tím k upřesnění její vazby na hydrogeologický rajon 2242 – Kuřimská kotlina.

### Metodika provedených prací

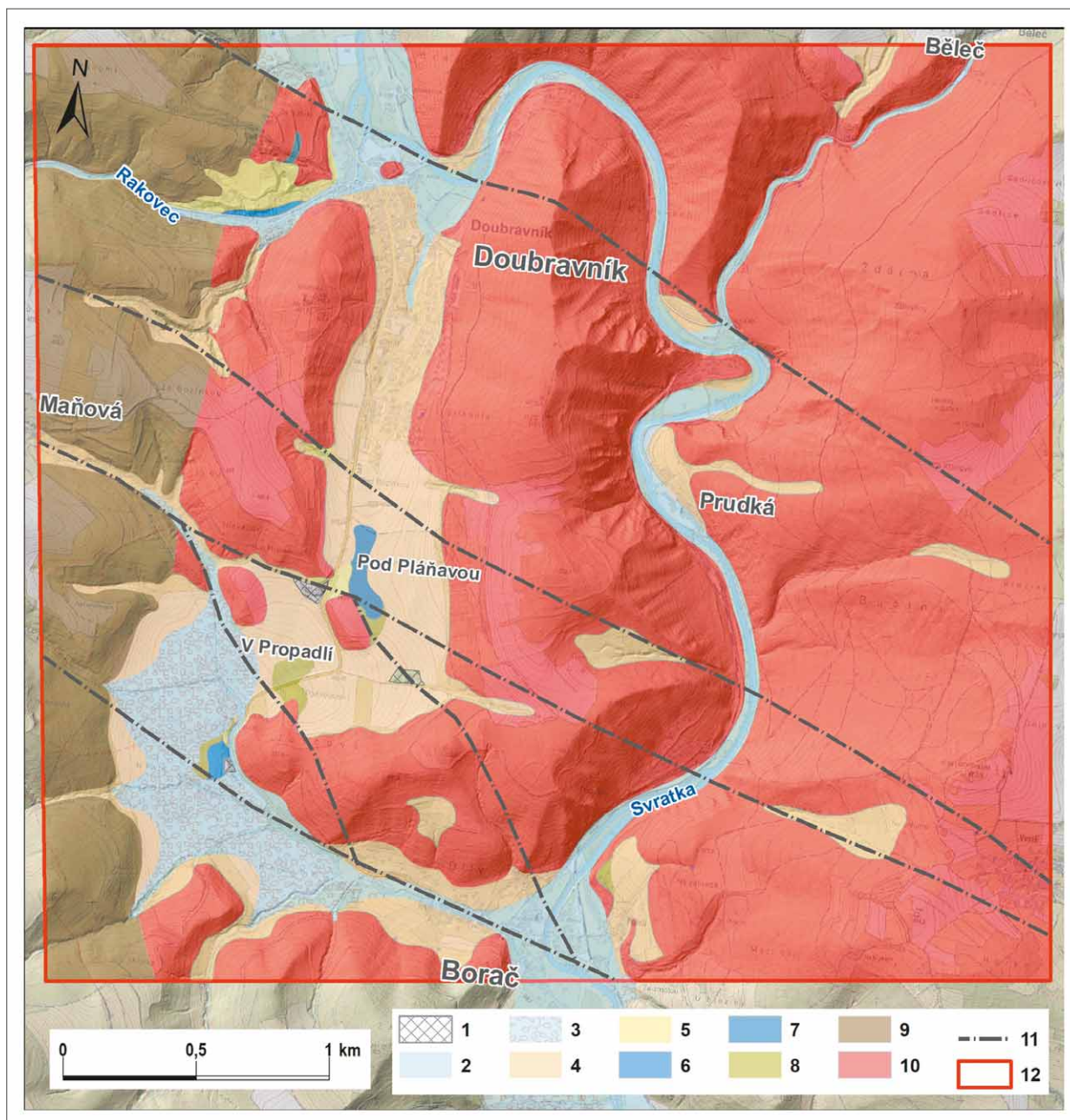
Ve studované oblasti nebyla dosud vytvořena geologická mapa v měřítku 1 : 25 000, ze které by bylo možné pro detailní geologický popis převzít litologická rozhraní a zlomovou síť. Bylo tedy nutné k sestavení podrobné geologické mapy území zmapovat rozsah sedimentárního pokryvu. Zjištěné povrchové výchozy miocenních sedimentů byly popsány, zdokumentovány podle klasických geologických metod. Dva vzorky (označené DJ001 a DJ002) byly podrobeny mikropaleontologické analýze. Byly vyplaveny na sítu o velikosti ok 0,063 mm, před plavením byly namočené do roztoku jedlé sody. Získané výplavy byly pozorovány pod binokulárním mikroskopem a následně determinovány. K vyhotovení mapy předpokládané hloubky paleoreliéfu, které sloužily k lokalizaci plánovaných geofyzikálních profilů, byly využity výsledky starších vrtných prací, i když jejich počet a prostorové umístění měly jen omezený význam.

Na širším území v okolí Doubravníku a Borače byla vytvořena metodami DPZ síť morfolineamentů (výrazně lineárně uspořádané tvary reliéfu) a zobrazena na současný reliéf (povrch DMR 4G). Morfolineamenty (obr. 2) mohou představovat schematické znázornění předpokládaných poruchových zón. Ty byly v kombinaci s geologickou situací a terénními poznatky využity pro plánování geofyzikálních měření. Následně byla zpracována morfostrukturní analýza (soubor metodických postupů objasňující vztah mezi reliéfem a geologií jako např.

analýza údolní sítě, říčních teras, zlomová a puklinová analýza). Síť morfolineamentů byla detekována a extrahována souborem semiautomatických analýz a na základě vizuální detekce zjištěných morfostruktur z DMR viz Demek (1972). Přesný postup tvorby sítě morfolineamentů je popsán například v práci Jelínek (2008). U vybraných morfolineamentů byl vizuálně posuzován jejich přesný průběh. Hledané prvky nalezené na linii morfolineamentu byly označeny jako body v modelu, které následně posloužily k automatickému vymodelování vlastní plochy každého zlomu. Kombinací těchto dat s výsledky geofyzikálního průzkumu a terénního výzkumu bylo možné identifikovat hlavní zlomové struktury a automaticky vymodelované zlomové plochy přesně dotvořit do podoby konkrétních zlomových ploch pomocí modelovacího software MOVE 2018. Vytvořené zlomové plochy byly nezbytné pro konstrukci 3D modelu paleoúdolí.

Geofyzikální měření mělo za úkol zjistit mocnost sedimentů a tvar reliéfu paleoúdolí. Částečně byla využita i gravimetrická mapa oblasti (Sedlák et al. 2006), ve které se strmým gradientem projevuje okraj údolí a tíhovým minimem jsou indikovány jednotlivé deprese vyplněné „lehčími“ sedimenty. Použitá geoelektrická odporová metoda ERT umožnila konstrukci odporových řezů v liniích zkoumaných profilů. Interpretace těchto řezů vychází z rozdílů zdánlivých měrných odporů zachycených geoelektrických vrstev a z jejich vzájemné pozice v odporovém řezu. Metoda ERT využívá kombinaci odporového profilování a sondování tzv. multielektrodové uspořádání, kdy jsou jednotlivé elektrody používány jako zdrojové a měřicí a připojeny k automatické multi-kanálové měřicí aparatuře. Vlastní měření bylo realizováno pomocí přístroje ARES II od firmy GF Instruments s. r. o. Během terénních prací bylo proměřeno celkem 13 profilů metodou ERT (roztahení typu „Schlumberger HD“, které velmi dobře indikuje horizontální a mírně ukloněné rozhraní) v délkách 81–595 m (obr. 1, tab. 1). Pouze profil 10 bylo možné vést přes místo s ověřenou geologickou stavbou, a to v blízkosti hydrogeologického vrtu HVB-1 (Cahlíková 2012). Jednotlivé elektrody byly od sebe vzdáleny 5 m (kromě profilu P2, kde byl krok 3 m), hloubkový dosah měření byl, v závislosti na délce profilu, až 65 m. Délka roztahení byla pro každý profil volena tak, aby byl dosažen požadovaný hloubkový dosah, nejčastěji bylo zapojeno 64 elektrod (délka 320 m) a využita metoda rolování. Data metody ERT byla zpracována programem RES2DINV (Geotomo Software), v němž byla také zohledněna topografie terénu.

Veškeré poznatky z geologického mapování a terénního výzkumu, ERT měření a morfostrukturní analýzy byly zpracovány a vizualizovány v podobě 3D modelu zájmového území v softwarovém prostředí MOVE (Petroleum Experts Ltd.). Vstupními daty pro tvorbu modelu byly DMR 4G, výsledná síť morfolineamentů sloužící pro návrh zjednodušené zlomové sítě, mapováním vymezené litologické hranice neogénu a interpretační body geofyzikálního měření.



Obr. 3: Geologické schéma pokryvných útvarů s vyznačením hlavních tektonických linií. Legenda: 1 – antropogenní sedimenty; 2 – fluviální sedimenty (holocén); 3 – sedimenty výplavových kuželů (pleistocén–holocén); 4 – koluviální sedimenty (pleistocén–holocén); 5 – spraše (svrchní pleistocén); 6 – fluviální sedimenty teras (střední pleistocén); 7 – fluviální sedimenty teras (spodní pleistocén); 8 – jíly (spodní baden); 9 – horniny svrateckého krystalinika; 10 – krystalinické horniny moravika; 11 – předpokládaná pozice nejvýznamnějších zlomových linií; 12 – hranice zájmového území.

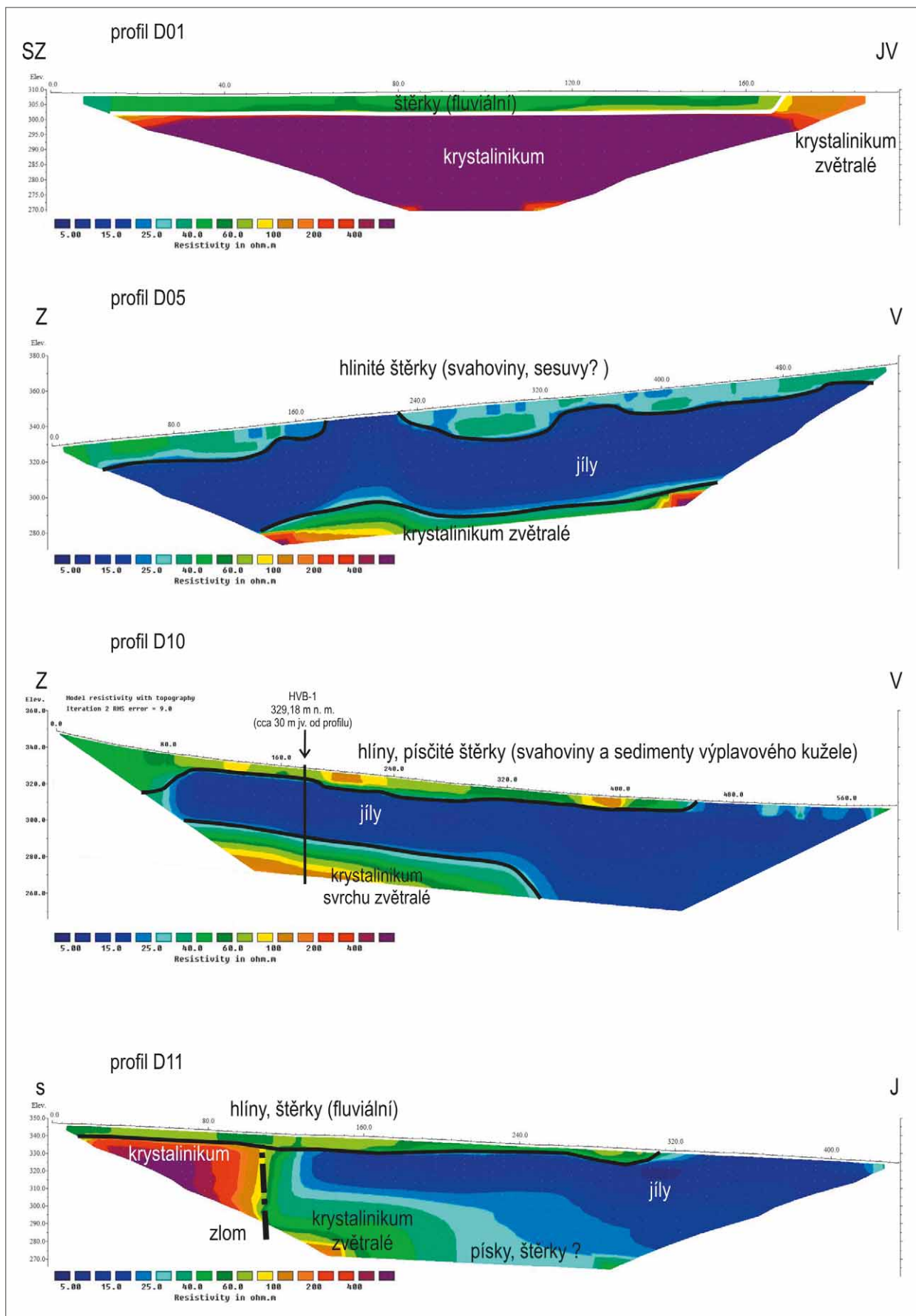
Legend: 1 – anthropogeneous deposits; 2 – fluvial deposits (Holocene); 3 – alluvial fans deposits (Pleistocene–Holocene); 4 – colluvial deposits (Pleistocene–Holocene); 5 – loess (Late Pleistocene); 6 – fluvial deposits of terraces (Middle Pleistocene); 7 – fluvial deposits of terraces (Early Pleistocene); 8 – clays (Lower Badenian); 9 – Svratka Crystalline complex; 10 – Moravicum (Crystalline complex); 11 – Fault inferred; 12 – site of interest boundary.

### Geologická stavba

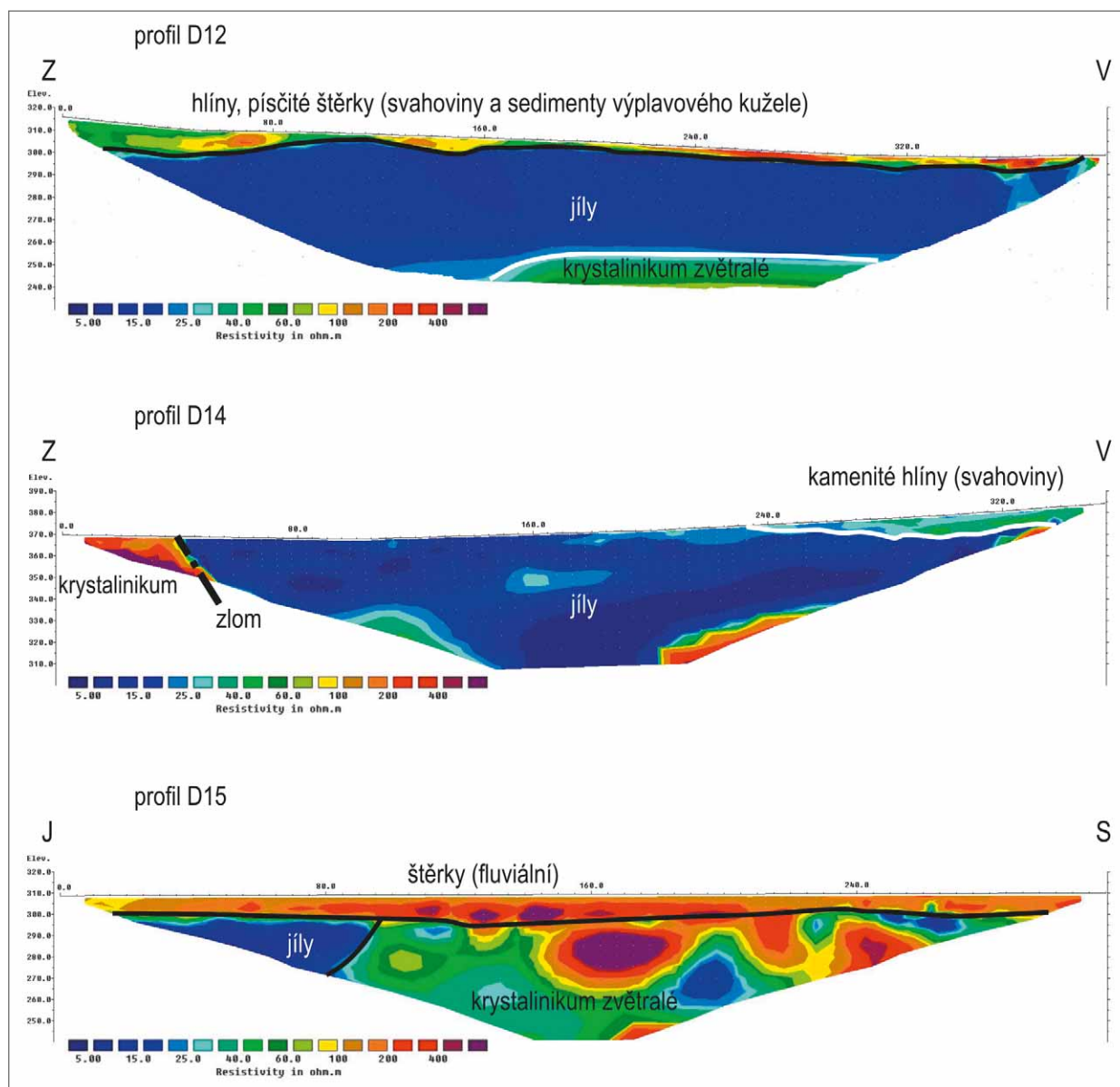
V rámci geologických prací proběhlo také podrobné geologické mapování kenozoických sedimentů v údolí mezi Doubravníkem a Borač, jehož výsledkem bylo (spolu s výsledky geofyzikálního měření a morfostrukturní analýzy) sestavení detailní geologické mapy zájmového území (obr. 3).

Území leží při západním okraji svratecké klenby moravika, krystalinické jednotky, která leží

ve strukturním podloží západně vystupujícího moldanubika (Suess 1912; Schulmann et al. 2005). Hraniční zóna je tvořena úzkým pruhem svorů a migmatů, které patří do svrateckého krystalinika. Z hornin moravika převažují bitešské ortoruly, v jejichž nadloží směrem k západu leží pararuly s vložkami mramorů a amfibolitů. Horninové pruhy mají severojižní průběh a zapadají k Z pod variabilními sklony.



pokračování na straně 39



Obr. 4: Interpretace vybraných odporových řezů (pozice profilů ERT na obr. 1)

Fig. 4: Interpretation of representative resistivity model section (position of profiles in Fig. 1)

Spodnobadenské sedimenty vyplňující depresi jsou zde zastoupeny především šedými, při povrchu často rezavě skvrnitými, vápnatými slabě slídnatými jíly s hojnou mikrofaunou (Schütznerová-Havelková 1969; Petrová et al. 2001). Na povrchu se vyskytují jen lokálně, z podstatné části jsou překryty mladšími sedimenty. Z prostoru obce Běleč (sv. roh mapy) do zájmového území, jen okrajově, zasahují mnohem písčitéjší neogenní sedimenty dokumentované vrtem JV-106 (Bubík 1997), u nichž však není spodnobadenské stáří prokázáno.

V jílech z okolí Borače bylo zjištěno početné diverzifikované společenstvo foraminifer s vyšším zastoupením aglutinovaných druhů [*Martinottiella karreri* (Cush.), *Textularia pala* Czjzk., *T. mariae* Orb., *Semivulvulina deperdita* (Orb.), *Spirorutilus carinatus* (Orb.)]. Stáří spodního badenu indikují druhy *Martinottiella karreri* (Cush.), *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turn., hojněji se vyskytují *Nonion commune* (Orb.), *Melonis pompilioides*

(Ficht. et Moll), *Lenticulina* div. sp., *Heterolepa dutemplei* (Orb.), *Pullenia bulloides* (Orb.), *Bulimina elongata* Orb. a další. Ve společenstvu převažují bentické druhy nad planktonickými, spolu s foraminiferami se vyskytují fragmenty měkkýšů, ostrakodů, ostny a destičky ježovek, úlomky kostí kostnatých ryb a jehlice hub. Hlubší prostředí cirkalitorálu až batyálu potvrzují rovněž nálezy korálů od Borače (Kleprlíková a Doláková 2016).

Za nejstarší pobadenský sediment lze považovat terasový šterk v sedle Pod Plánavou, kterým prochází i silnice Borač–Doubravník. Šterky se nacházejí v nadmořské výšce kolem 375 m. Vzhledem k relativní výšce nad dnešním tokem Svratky lze uvažovat o jejich pliocenním stáří nebo v případě úvahy o vlivu tektoniky o stáří spodnopleistocenním (v případě, že by k pohybu hrástové struktury docházelo ještě v kvartéru, s čímž by mohl souviset i přesun řeky do dnešní pozice). Stáří dalších nalezených terasových šterků je odhadováno podle jejich relativních

výšek nad dnešním tokem. Jsou to ty, které byly nalezeny na hřbetu na sz. okraji Doubravníku v nadmořské výšce 340 m (tj. v relativní výšce 30 m). Jejich spodnopleistocenní stáří je proto více než pravděpodobné. V případě šterků tvořící terasu podél potoka Rakovce a dále šterků uložených na terase zahloubené do badenských sedimentů v distální části výplavových kuželů Boračského potoka a jeho přítoků, v nadmořské výšce kolem 320 m, je možné předpokládat, že se jedná o sedimenty střednopleistocenního stáří. Většina spraší a sprašových hlín pokrývajících závětrné (především jihovýchodní) svahy je podle zřejmé superpozice stáří svrchnopleistocenního, jsou ale většinou překryty sedimenty výplavových (aluviálních) kuželů, splachových depresí a svahovinami (koluvii). Tyto jsou spolu s fluviálními sedimenty dnešních toků výsledkem sedimentace s přesahem do holocénu (recentu). Celkově jsou mocnosti kvartérních sedimentů poměrně malé, pouze v případě sedimentů výplavových kuželů a fluviální výplně údolního dna řeky Svratky, by mohlo jít až o 10 m.

### Geofyzikální měření a jejich interpretace

V odporovém řezu ERT se výrazně projevují kontrastní litologické rozdíly, které umožňují poměrně přesně interpretovat mocnost neogenních sedimentů, průběh reliéfu krystalinika a popř. pozici tektonických linií. Výsledky měření profilů metodou ERT jsou textově a formou interpretovaných obrázků prezentovány níže (obr. 4 – profily D01, D05, D10, D11, D12, D14 a D15), zbývající část měřených profilů i s popisem je uvedena v elektronické příloze – profily: D02, D03, D06, D08, D13 a D16. Pozice všech profilů je uvedena na obrázku 1.

Nejseverněji situovaný **profil D01** v obci Doubravník (obr. 1) zachytil velmi dobře reliéf nezvětralého krystalinika v hloubce do 5 m se zdánlivým měrným odporem 100–600  $\Omega\text{m}$  (obr. 4). Snížené odpory v okrajových částech (~50  $\Omega\text{m}$ ) nejspíše indikují šterky v bývalém korytě Rakovce (metráž 0 m) a na opačné straně se jedná o zvětralé horniny v podloží terciérních jílu, které byly zastíženy profilem D02. Větší část při povrchu je tvořena fluviálními šterky.

**Profil D05** byl situován ve směru podélném s depresí, ve snaze zastihnout řez s maximální hloubkou (cca 63 m) v co největší délce. Terciérní jíly s měrným odporem 5–25  $\Omega\text{m}$  byly zachyceny v celé mocnosti cca 40 m. Výsledky je možné interpretovat tak, že ve spodní části bylo zastíženo krystalinikum se dvěma elevacemi, z nichž západněji situovaná je pohřbeným hřbetem, který je zřejmý i z povrchového mapování. Profil tedy zastíhl zákrut deprese s důležitou informací, že zvětralé krystalinikum (nebo není vyloučena i šterková výplň) se nachází v nadmořské výšce cca 290 m n. m. Na povrchu byly zachyceny v mocnostech až 10 m svahoviny se zdánlivými měrnými odpory kolem 60  $\Omega\text{m}$ . Jejich tvary spolu s jíly naznačují, že by se mohlo jednat i o erodované části sesuvných akumulací.

Severně od Borače byly měřeny 2 profily, severnější D10 a jižněji situovaný D12. **Profil D10** je nejdelší z měřených profilů (595 m). Byl lokalizovaný přes celou šířku údolí a na V byl ukončen u asfaltové silnice

Doubravník–Borač, za níž se již nachází výchozy krystalinika. Na začátku profilu jsou při povrchu zachyceny sedimenty výplavového kužele a svahoviny (50–90  $\Omega\text{m}$ ), pod nimi vrstva jílovitých sedimentů (5–20  $\Omega\text{m}$ ) s mocností okolo 30 m a níže pak krystalinické podloží. Dál směrem k V je již údolí hlubší, než je hloubkový dosah metody (60 m) a je vyplněno jílovitými sedimenty. Jak bylo naznačeno výše, tento profil bylo možné jako jediný korelovat s geologickým profilem, a to s vrtem HBV-1, jehož litologie byla popsána v kapitole „Úvod“. Z pozice vrtu a situace měřeného profilu (viz obr. 1) je zřejmé, že vrt nereprezentuje úplný sled terciérní výplně, protože zastíhl podloží ve „visuté“ části údolí. Jeho hydrogeologický význam je tedy omezený pouze na podzemní vodu vázanou na krystalinické horniny.

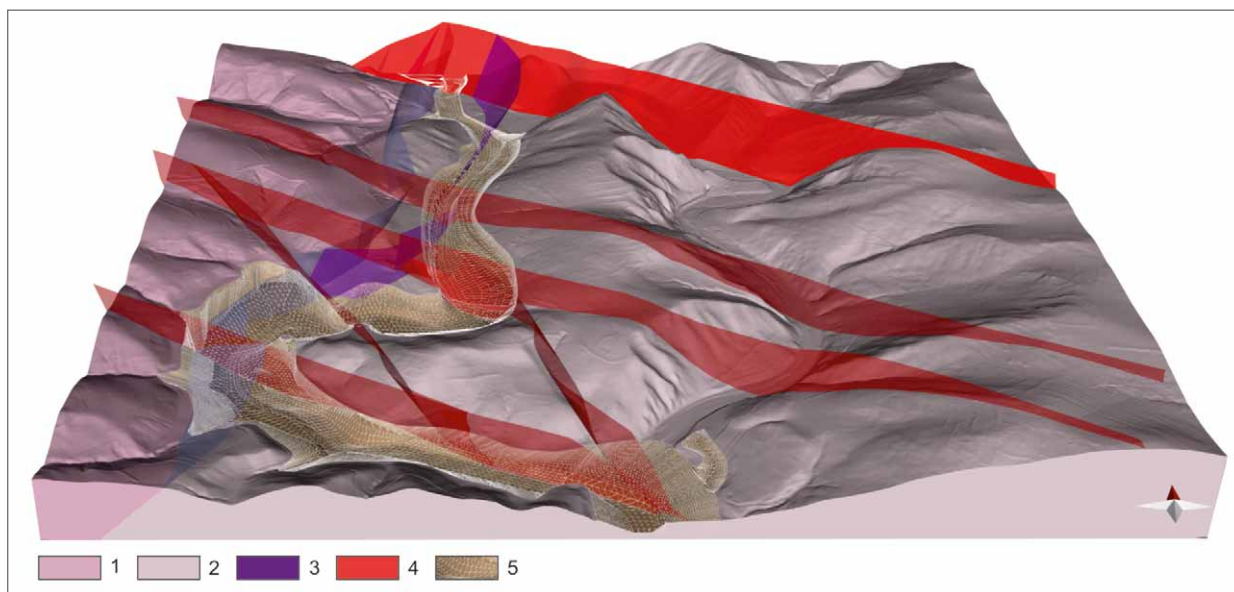
**Profil D11** začínal v údolí drobného potoka tekoucího od Maňové směrem k silnici. Údolíčko má neobvykle ploché dno a je poměrně široké. Profil měl ověřit, zda do něj nezasahují neogenní jíly a bylo by tedy předbadenského založení. Tato hypotéza se nepotvrdila, protože z výsledků měření je spíše zřejmé, že prvních 110 m jsou pod fluviálními sedimenty (o mocnosti cca 5 m) horniny krystalinika, které je strmě ukončeno tektonickou poruchou, s poklesem asi 30 m, druhá strmá tektonická porucha nebo spíše svah zahloubenější části údolí je indikována ve druhé třetině profilu, kde je podloží ve větší hloubce než dosah metody ERT (níže 265 m n. m.). Hlavní část údolí je opět vyplněna jílovitými sedimenty (5–30  $\Omega\text{m}$ ).

**Profil D12** je nejjižněji situovaný a směřoval přes celou jeho šířku údolí až k asfaltové silnici Doubravník–Borač. Na západě začínal ve svahu, kde se na povrchu nalézají svahoviny nedalekého krystalinika. V této části údolí je krystalinické podloží mimo dosah metody, tj. 60 m, ale ve střední části profilu jsou v hloubce 50 m zachyceny vrstvy s měrným odporem 50–60  $\Omega\text{m}$ . Ty mohou představovat jak zvětraliny podloží, tak i možné fluviální šterky. I tak je zřejmé, že v nehlubší části je dno deprese v hloubce větší než 240 m n. m.

Ve střední nejvýše položené části „suchého údolí“ Doubravník–Borač byly situovány 2 profily. Jeden podél svahu na jeho v. straně (D13), druhý kolmo na osu údolí (D14).

Na osu deprese kolmý **profil D14** prochází od morfologicky zřejmé elevace krystalinika na Z pod výrazné svahy na V. Na svém konci se křížil s výše zmíněným profilem D13. Profil D14 zachytil na svém začátku (z. strana) ostře ukončené podloží. Toto místo je interpretováno jako zlom a od něj k V situovaná deprese je patrně velmi hluboká a přesahuje hloubkový dosah metody, tj. 60 m. Je vyplněna jílovitými sedimenty s velmi malým měrným odporem (5–20  $\Omega\text{m}$ ). Dno deprese je tedy níže než 305 m n. m., tj. minimálně v úrovni hladiny Svratky v Doubravníku.

Nejseverněji měřený **profil D15** v blízkosti fotbalového hřiště v Doubravníku měl za cíl zjistit situaci v údolní nivě řeky Svratky s. od kostela v Doubravníku. Patří k hůře interpretovatelným profilům, nicméně v místech kontrastních přechodů vyšších odporů kolem 200  $\Omega\text{m}$



Obr. 5: 3D model paleoúdolí koryta řeky Svatky v úseku mezi obcemi Doubravník a Borač v náhledu od J. Legenda: 1 – svratecké krystalinikum; 2 – moravikum; 3 – násunové zlomy; 4 – zlomy; 5 – terciární výplň a báze paleoúdolí.

Fig. 5: 3D model of the paleo-valley of the Svatka riverbed in the section between the villages of Doubravník and Borač in a view from the south. Legend: 1 – Svatka Crystalline complex; 2 – Moravicum (crystalline complex); 3 – thrust faults; 4 – faults; 5 – tertiary infilling and the base of the paleo-valley.

při povrchu a minimálních (i kolem 5  $\Omega$ m) v hloubce, je zřejmé, že se jedná o kvartérní štěrky o mocnosti do 10 m překrývající miocenní jíly o značné mocnosti. Ostatní části profilů s vyššími odpory reprezentují nejspíše různě zvětralé podložní horniny, případně poruchu ve směru S–J, kterou dnešní údolí při erozi využilo. Nejhlubší část údolí s terciárními jíly v tomto místě mění pozici tím, že se esovitě přesouvá ze z. strany současného údolí na stranu východní.

### Výsledný 3D model

3D model zobrazuje tvar paleoúdolí koryta řeky Svatky v úseku mezi obcemi Doubravník a Borač (obr. 5). Umožňuje zvláště zobrazovat jednotlivé zlomové struktury, reliéf moravika, svrateckého krystalinika a neogenních sedimentů, vlastní modelované paleoúdolí a vstupní interpretační body geofyzikálních měření. Prostorový model paleoúdolí je zasazen do současného reliéfu. V modelu jsou zobrazeny základní zlomy, které dokreslují celkovou tektonickou složitost zájmového údolí. Mezi nejstarší zlomy patří násunové struktury k Z pod úklonem cca 45°, které oddělují svratecké krystalinikum od moravika. Tyto násuny jsou porušeny zlomy směru SZ–JV se sinistrální složkou pohybu. Mezi těmito zlomy v jz. části modelu jsou vymodelovány dva dílčí zlomy směru SSZ–JJV, které s předešlým systémem zlomů porušují modelované paleokoryto řeky Svatky (obr. 5).

3D model umožnil vizualizovat zjištěné skutečnosti a vytvořit tak prostorovou představu o pozicích jednotlivých segmentů paleoúdolí. Snadněji tak bylo možno odvodit genezi a funkci současného zkoumaného údolí v prostoru mezi Doubravníkem a Boračí. 3D model je dostupný na <https://geology.maps.arcgis.com/home/webscene/viewer.html?webscene=c2bbd5de2c1c4f13b34119add56501e7> (a další z ČR: [www.geology.cz/3d/](http://www.geology.cz/3d/)).

### Závěr a nástin geologického vývoje

V oblasti mezi Doubravníkem a Boračí byl pomocí metod DPZ – morfostrukturní analýzy digitálního modelu reliéfu (DMR 4G) a analýzy DMR 5G, geofyzikálního měření metodou ERT a geologického mapování zprůměrně rozsah sedimentárních výplní a prostorově vymodelován reliéf povrchu krystalinika – deprese v úseku mezi obcemi Doubravník a Borač.

Práce potvrdily, že se jedná o území vyplněné především vápnatými badenskými jíly, v mocnostech převyšujících původní předpoklady (30 m ve vrtu HBV-1). Na odporových řezech ERT představují tyto jíly vrstvy s velmi nízkými odpory (5–25  $\Omega$ m), což je zjištěná hodnota měrného odporu např. také pro miocenní jíly na lokalitě Štěpánovice (Skácelová et al. 2016) nebo v Hornomoravském úvalu pro pliocenní jíly na lokalitách Kožušany a Dub nad Moravou (Bábek et al. 2018). Mezi Doubravníkem a Boračí tvoří nejhlubší tvar reliéfu krystalinika, jehož pozice je v rámci dnešního tvaru reliéfu různá a jeho šířka nepřesahuje 200 m. Okolní části představují zbytek staršího údolního tvaru, který tvoří skalní terasy s výrazně menší mocností terciárního pokryvu. Podobná situace je i v přímých částech údolí Svatky s. i. j. od tohoto zájmového území (mezi Nedvědicí a Doubravníkem a mezi Boračí a Štěpánovicemi), a proto se zdá být představa jejího vzniku jako předbadenského paleoúdolí řeky Svatky velmi pravděpodobná. Údolí bylo ale v průběhu badenské transgrese nebo po ní rozděleno tektonickými poruchami (směru SZ–JV a SSZ–JJV) do několika segmentů. Jako nejvýraznější se jeví tektonická zóna v prostoru mezi obcemi Borač a Maňová. Tato se v interpretovaných výsledcích měření ERT projevuje skokovou změnou v mocnosti vápnatých jílu, když na profilu D05 bylo dno údolí zastiženo cca v 285 m n. m., zatímco z dalších profilů směrem k Boračí je jisté, že nadmořská

výška dna je o 30–50 m nižší. Druhým projevem této tektonické zóny je nápadné zúžení té části deprese (místně zvané V Propadlí – viz obr. 3), která je vyplněná terciérními jíly a je tedy tektonicky vyzvednuta. Ani v tomto úseku však nejsou mocnosti terciérních jílu zanedbatelné, protože jejich povrch stoupá na rozvodí (na obrázku 3 je toto místo označováno jako Pod Pláňavou), kde patrně dosahují kolem 70–80 m. Přímo na rozvodí není situace příliš jasná vzhledem k mocnostem sedimentů, které překračují možnosti použitých metod, ale i tak v profilu D14 dosahuje jílová výplň minimálně ke kótě 305 m, tedy pod úroveň nivy řeky Svratky v Doubravníku, kde nebylo možné aplikovat geofyzikální práce v dostatečném rozsahu kvůli husté zástavbě. Výjimkou byl krátký profil D02, z něhož se dá předpokládat přímé pokračování badenské sedimentární výplně i do údolí Svratky, ale pouze přes část údolí situovanou z. od kostela Povýšení Sv. Kříže v Doubravníku, protože v profilu D01 jv. od kostela bylo skalní podloží zastíženo již v hloubce cca 5 m.

Překvapivě velké mocnosti badenských jílu neumožnily použitým metodám dosáhnout bazálních částí výplně a tedy posoudit litologický charakter dnových sedimentů. Neexistence hrubších klastických sedimentů ve výplni deprese bývá považována za důkaz jejího čistě tektonického původu (Hrádek 1980). Z tohoto výzkumu je zřejmé, že pro tvrzení o absenci těchto sedimentů není dostatek údajů, a naopak Polák (1960) zmiňuje výskyt písčité vrstvy s artézskou vodou na bázi jílu v Nedvědicích. Také geofyzikální měření na vodním zdroji v jv. části Doubravníku prokázalo v rámci jílovitých sedimentů písčité vrstvy s mocností až 5 m (Hruška 1991). Tyto 2–5 m mocné vrstvy byly indikovány uvnitř jílu, zvětralé ruly (s měrnými odpory 30–100  $\Omega$ m) tvořily polohy uvnitř masivu krystalinika a byly interpretovány jako puklinové pásmo. Zde je to v pozici dna staršího údolního tvaru.

Z hydrogeologického pohledu je zřejmé, že posilový hydrogeologický vrt HBV-1 není situován do nejhlubší části údolí. Druhým závažným faktem z pohledu dotace rajonu 2242 – Kuřimská kotlina podzemní vodou se zdá, že dno nejhlubší části terciérního údolního tvaru není v Doubravníku vyzdvíženo nad úroveň nivy. Také výrazné porušení podloží hornin na kontaktu svrateckého krystalinika a moravika, které bylo zjištěno profily D15 a D16 u fotbalového hřiště v Doubravníku, zcela jistě umožňuje nepřerušovaný přetok podzemní vody pod izolátorem badenských jílu. Je tak více než pravděpodobné, že i území Doubravník–Nedvědice je přímou součástí hydrogeologického rajonu Kuřimská kotlina (2242) a tedy zdrojovou oblastí infiltrační podzemní vody.

Kromě hydrogeologicky aplikovatelných poznatků přispělo zpřesnění rozsahu neogenních jílu (obr. 1) k vymezení úseků silnice II/387 náchylných ke svahovým pohybům. V minulosti byla silnice ohrožována zavalením přímo v obci Doubravník (Hubatka 1996). Z nových výsledků se jako potenciálně problematický jeví úsek příbližně v polovině trasy Borač–Doubravník, kde byl ve výrazně stoupajícím úseku mezi kótami 330–350 m n. m. (místní názvy V Propadlí a Pod Vývozem) veden profil D05. Z jeho interpretace vyplývá, že povrchová část jílu spolu se svahovými sedimenty, tvoří struktury vzniklé patrně svahovými procesy.

Pro interpretaci geologického vývoje se zdá být důležité zjištění, že nejhlubší část údolí tvoří pouze část údolního tvaru lemovaného plošinami s výrazně menší mocností terciérního pokryvu. Tyto plošiny by mohly být dnem staršího údolního tvaru spodnomiocenního stáří. Výše zmíněná nejhlubší část by pak byla výsledkem zahluštění paleotoku řeky Svratky, k němuž došlo v důsledku vyklenutí souvisejícího s nasunováním Karpat, které předcházelo badenské transgresi (Brzobohatý 2002). Podobně i Hypr (1981) uvažoval v souvislosti s vývojem jeskynních úrovní v Moravském krasu o erozní fázi, kterou klade těsně před transgresi moravu, nejspíše do karpátu. Během spodního badenu došlo k postupnému zasedimentování reliéfu do výšky prvních stovek metrů (Brzobohatý 1997). Někdy v této době a době, která následovala po ústupu badenského moře, došlo k tektonickým pohybům, které původní údolní tvar rozdělily do několika segmentů. Následná denudace reliéfu probíhala za změněných náklonů ker, kdy toky tekoucí na povrchu badenských sedimentů snadno mohly měnit svou pozici a nalézat původní údolní tvary jiných toků. Na „spojkách“ mezi nimi docházelo k epigenetickému zahluštění, jehož dokladem je zcela nový úsek toku Svratky Doubravník–Prudká (Žižala a Vilímek 2011). Právě díky přesunutí toku Svratky do původně malého údolí dnešního Bělečského potoka se v úseku paleoúdlí řeky Svratky zachovaly miocenní sedimenty o mocnosti téměř 100 m, zatímco v aktivním pokračování na S i na J je mocnost maximálně poloviční.

#### Poděkování

*Předložená práce vznikla v rámci interního projektu ČGS č. 310340, které je součástí DKRVO/ČGS (2018–2022). Autoři děkují Ing. Vladimíře Krejčí za technickou pomoc při zpracování geologické mapy a Ing. Janu Knotkovi (oba ČGS) za výpomoc při měření ERT profilů. Rovněž vděčí editorovi doc. Mgr. Milanovi Geršlovi, Ph.D., a recenzentům prof. Mgr. Ondřeji Bábkově, Dr., a RNDr. Pavlovi Kalendovi za podnětné připomínky.*



## Literatura

- Bábek, O., Sedláček, J., Novák, A., Létal, A. (2018). Electrical resistivity imaging of anastomosing river subsurface stratigraphy and possible controls of fluvial style change in a graben-like basin, Czech Republic. – *Geomorphology*, 317, 139–156.
- Brzák, M. (2001). Příspěvek ke genezi suchého údolí mezi Doubravníkem a Boračí ve Svratecké hornatině. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, LXXXVI, 175–181.
- Brzobohatý, R. (1997). Paleobatymetrie spodního badenu karpatské předhlubně na Moravě z pohledu otolitových faun. – In: Hladilová, S. (ed.): *Dynamika vztahů kontinentálního a marinního prostředí*, Sborník příspěvků. MU Brno.
- Brzobohatý, R. (2002). Karpatská předhlubeň. – In: Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (eds): *Geologická minulost České republiky*, 346–353. – Academia. Praha.
- Bubík, M. (1997). O miocénu z vrtů na trase vodovodního přivaděče Vír–Brno. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1996*, 30, 64–66.
- Cahlíková, Z. (2012). Borač – posilový vrt pro obecní vodovod. – *Závěrečná zpráva hydrogeologického průzkumu*. MS Geofond. Praha.
- Demek, J. (1972). *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*. – Academia. Praha.
- Hrádek, M. (1980). Význam reliéfu v přírodním systému krajiny Svratecké vrchoviny. – *Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 17, 4, 147–160.
- Hruška, J. (1991). Zpráva o geofyzikálním průzkumu. Doubravník – vodní zdroj. – MS Archív ČGS Praha.
- Hubatka, F. (1996). Zpráva o geofyzikálním měření na lokalitě Doubravník. – MS Archív ČGS Praha.
- Hypr, D. (1981). Jeskynní úrovně v severní a střední části Moravského krasu. – *Sborník Okresního muzea v Blansku*, XII/1980, 65–79.
- Jelínek, J. (2008). Morfotektonická analýza digitálního modelu reliéfu – vhodný prostředek pro vyhledávání zón křehkého porušení horninového masivu. – *GeoScience Engineering*, 54, 1–14.
- Kleprlíková, L., Doláková, N. (2016). Spodnobadenští solitérní korálnatci podřádu Caryophyllida (řád Scleractinia) z lokality Borač (jižní část karpatské předhlubně, Česká republika). – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 101, 1–2, 75–86.
- Novák, V. J. (1924). Morfologický vývoj neogenních sníženin na Moravě. – *Věstník královské české společnosti nauk, třída matematicko-přírodovědecká* 8, 1–229. Praha.
- Petrová, P., Vít, J., Čtyrtek, J. (2001). Okrajové vývoje sedimentů karpatské předhlubně na listech map 1 : 25 000 Blansko a Tišnov. – *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis*, 30, *Geology*, 55–64.
- Polák, A. (1960). Bylo u nás také moře?. – *Nerostné bohatství Bystřicka*, 10–11.
- Sedlák, J. (2006). Gravimetrické mapování české republiky 1 : 25 000 a jeho geologická interpretace. Oblast Žďárské vrchy – severovýchodní okraj třebečského masívu. – MS Archív ČGS Praha.
- Schütznerová-Havelková, V. (1969). Miocén v údolí Svatky sz. od Tišnova. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 14, 3–4, 305–314.
- Suess, F. E. (1912). Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grungebirge des Hohen Gesenkes. – *Denkschriften (Osterr. Akad. Wiss.), Math.-naturwiss. Kl.*, 88, 541–631.
- Schulmann, K., Kroner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopásek, J., Lexa, O., Štípská, P. (2005). Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Journal of Science*, 305: 407–448.
- Skácelová, Z., Vít, J., Hroch, T., Karous, M., Nikl, P., Hrutka, M., Votoček, R. (2016). Geofyzikální metody v kenozoických hydrogeologických strukturách. – *EGRSE*, No.1, 2016, 44–54. ISSN 1803-1447 (CD-ROM).
- Vít, J., Tomanová Petrová, P., Skácelová, Z., Hrutka, M. (2017). Geologická stavba hydrogeologického rajonu 2242 (Kuřimská kotlina) a představy vývoje toku řeky Svatky v kenozoiku. – *Zprávy o geologických výzkumech*, 50, 173–180.
- Žízala, D., Vilímek, V. (2011). Morfostrukturní analýza údolí Svatky v okolí Doubravníku. – *Informace České geografické společnosti*, 1, 30, 1–12.

# Kontaminace příbřežních sedimentárních těles řeky Odry u Bohumína organickými polutanty

Contamination of channel side bars of the Odra River near Bohumín by organic pollutants

Jan Sedláček<sup>1</sup> ✉, Jitka Tolaszová<sup>2</sup>, Martin Žídek<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Katedra geologie PŘF UP, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc, ČR

<sup>2</sup> Fakulta životního prostředí, Univerzita J. E. Purkyně v Ústí nad Labem, Pasteurova 3544/1, 400 96 Ústí nad Labem-město, ČR

## Key words:

Channel side bars, Grain size, Total organic carbon, Persistent organic pollutants, Emission sources, Specific biomarkers

✉ jan.sedlacek@upol.cz

## Editor:

Pavla Tomanová Petrová

## Abstract

The aim of this study is to investigate present-day contamination levels of selected organic pollutants (POPs) in channel side bars and identify their sources. The studied area is located on the Odra River in the north-eastern part of the Czech Republic (at the border between the Czech Republic and Poland), between the city Bohumín and Odra's confluence with Olše River. Sediment samples were taken directly from the channel side bars and subsequently measured for grain size analysis, concentrations of total organic carbon (TOC), polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs), polychlorinated biphenyls (PCBs), organochlorine pesticides (OCPs) and specific biomarkers (terpenoids). Three main facies were recognized in channel side bars. Grain-size analysis showed the predominance of silt fraction, followed by variable sand contents, whereas the contents of clay fraction were almost stable. No statistically significant correlation was found between grain size and the concentrations of POPs except a weak correlation between PAHs, PCBs and sand fraction. POPs including PAHs, PCBs and OCPs showed high variability. In all samples, the sum of PAHs (maximum value of 78.1 mg kg<sup>-1</sup>) greatly exceeded the Czech preventive limit for dry soil. The sources of PAHs were analysed by employing diagnostic ratios and plots of specific PAH compounds. The results showed a high degree of correspondence suggesting a petrogenic origin associated with direct input into the river system. Relatively high concentrations of PAHs are a consequence of the vicinity of the pollution source and location in natural river reach enabling sedimentation of polluted sediments. Concentrations of PCB, hexachlorobenzene and DDT metabolites were almost insignificant in most of the samples, except for several samples having higher PCB values (maximum value of 47.6 µg kg<sup>-1</sup>). Specific biomarker compounds were used as an indicator of the presence of fossil matter, and H29 17α(H), 21β(H) hopane showed the highest concentrations. The homohopane index indicated petroleum and vehicle exhausts origin. TOC revealed a positive correlation with specific biomarkers (homo hopanes and 16 α(H)- phyllocladane, hexachlorobenzene and PCB).

## Doporučená citace článku:

Sedláček, J., Tolaszová, J., Žídek, M. (2021). Kontaminace příbřežních sedimentárních těles řeky Odry u Bohumína organickými polutanty – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 28, 1–2, 44–49.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-14487>

## Úvod

V minulých dekadách bylo do životního prostředí uvolněno velké množství toxických organických látek, souborně označovaných jako perzistentní organické polutanty, mezi nimiž jsou nejtýpější polycyklické aromatické uhlovodíky (PAU), polychlorované bifenylly (PCB) a organochlorované pesticidy (OCP). Odpadní vody a posléze fluvialní systémy představují hlavní transportní prostředí pro sedimenty a také pro organické polutanty. Fluvialní sedimenty byly rozpoznány jako významný příjemce znečištění. Organické polutanty jsou ve vodním prostředí vázány na pevné částice a poté se ukládají v sedimentech (PAU a PCB jsou hydrofobní povahy). Sorpce organických polutantů na sediment je ovlivněna

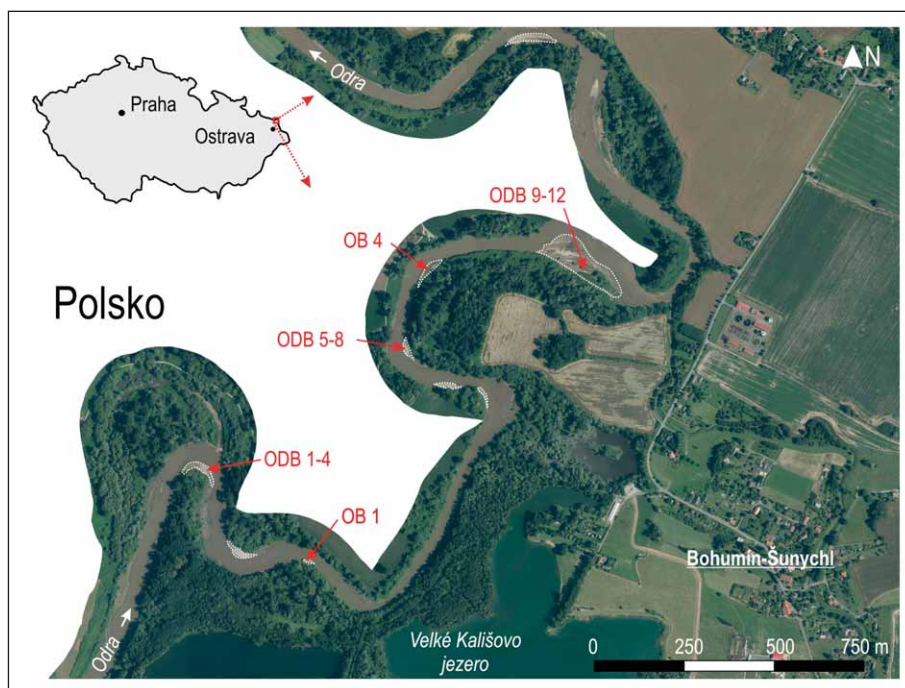
zrností a jeho složením, zejména množstvím a typem organické hmoty (Konat a Kowalewska 2001; Kleineidam et al. 2002; Hofmann et al. 2007). V oblastech ovlivněných těžbou uhlí byla prokázána sekundární sorpce PAU na uhelnou hmotu v sedimentech (Hofmann et al. 2007; Yang et al. 2008; Sedláček et al. 2020). Některé organické polutanty byly kvůli jejich vysoké biotoxicitě zakázány (Konat a Kowalewska 2001; Covaci et al. 2006), avšak vzhledem k jejich vysoké perzistenci jsou stále v životním prostředí přítomny v nezanedbatelném množství. Neznámé množství těchto látek může být uloženo v industriálních oblastech, což může představovat podstatné riziko ekologické zátěže fluválních systémů. Na území ČR je jednou z těchto oblastí ostravská aglomerace, v jejímž okolí byly sledovány zvýšené koncentrace organických polutantů v několika depozičních prostředích (Janáková et al. 2010; Geršlová a Schwazbauer 2014; Sedláček et al. 2020). Během povodňových událostí může dojít k remobilizaci těchto zátěží, což znamená riziko šíření kontaminace. Cílem této studie je zjistit míru současných koncentrací vybraných organických polutantů v příbřežních sedimentárních tělesech řeky Odry v úseku toku s. od Bohumína, jelikož toto území poskytuje excelentní příklad depozičního prostředí ovlivněného industriálním regionem ostravské aglomerace. Dalším cílem studie bude interpretace původu kontaminace organickými polutanty.

### Metodika

Vzorky byly odebrány přímo z příbřežních těles řeky Odry v říjnu roku 2019 na pěti odběrových místech (celkem 14 vzorků, obr. 1) do alobalové fólie. Hmotnost každého vzorku byla cca 30–50 g. Cílem terénních prací bylo odebrat na každém sedimentárním tělese několik vzorků z různých facií. Vzorky sedimentu byly bezodkladně odeslány na analýzy organických polutantů, které proběhly na Fakultě životního prostředí UJEP v Ústí nad Labem. Vzorky byly nejprve lyofilizovány na přístroji Scanvac (Trigon plus, Česká republika). K extrakci (extrakční technika QuEChERS) v MiniG 1600 (SPEX®SamplePrep, USA) bylo do polypropylenových zkumavek (Fisher Scientific, ČR) naváženo 5 g vzorku. Sediment byl obohacen 0,1 ml roztoku deuterovaných standardů o koncentraci 10 µg/ml v acetonu pro PAU a dále extrahován směsí rozpouštědel – 20 ml etylacetátu a vody v poměru 1 : 1 (obj./obj.). Byly přidány soli MgSO<sub>4</sub> (4 g) a NaCl (1 g). Zkumavky byly umístěny do vertikální

třepačky MiniG na 5 min při 1 500 ot./min. Po ukončení třepání se zkumavky se vzorky odstředily (centrifuga Remi X5 R-10 M, Chromservis, ČR a Biosan Microspin 12, Merci, ČR) při 4 500 ot./min po dobu 5 min. Poté se supernatant přefiltroval přes nylonový stříkačkový filtr o velikosti 0,22 µm a filtrát byl odebrán do 2 ml skleněné vialky. Výťažnost PAU (extrakční technika QuEChERS) byla vždy vyšší než 80 %.

K separaci sloužila kolona Rxi PAH 40 m × 0,18 mm, 0,07 µm (Restek, USA) a kolona DB-EUPAH 20 m × 0,18 mm, 0,14 µm pro stanovení PAU a terpenů (Agilent Technologies, USA) a pro OCP a PCB kolona HP5-MS 30 m × 0,25 mm, 0,25 µm (Agilent Technologies, USA). Extrakty sedimentu byly měřeny na plynovém chromatografu (7890B, Agilent Technologies, USA) s hmotnostním spektrometrem (7000D trojitý kvadrupól, Agilent Technologies, USA). Vyhodnocení dat proběhlo v softwaru MassHunter verze B.09.00 od Agilent Technologies. Stanovení celkového organického uhlíku (TOC) bylo provedeno na analyzátoru Scalar analytical TOC analyzer (Breda, Nizozemí). Podíl TOC byl spočítán z rozdílu mezi celkovým (TC) a anorganickým uhlíkem (IC). Celkový uhlík byl stanoven po katalytické oxidaci vzorku (300 mg) při teplotě 1 100 °C a podíl anorganického uhlíku byl zjištěn okyselením vzorku (100 mg) 20% H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> (doporučeno výrobcem) při teplotě 150 °C. Pro kalibraci přístroje byl použit CaCO<sub>3</sub>. Zrnitostní rozbor byl proveden za pomoci laserového granulometru Analysette 22 MicroTec plus (Fritsch, SRN) na katedře geologie Univerzity Palackého v Olomouci.



Obr. 1: Lokalizace studované oblasti s vyznačením příbřežních sedimentárních těles a míst odběru vzorků.

Fig. 1: Location of studied area and sampling sites, channel side bars marked.

### Popis lokality a výsledky

Zájmové území (obr. 1) se nachází na toku řeky Odry mezi Bohumínem a soutokem s řekou Olší. Jedná se o krátký úsek přirozeně meandrující řeky Odry s místy rozsáhlými říčními náplavy šterkové a písčité povahy. Tento úsek se vyznačuje velkou dynamikou se dvěma mrtvými rameny. Území je součástí přírodní památky Hraniční meandry řeky Odry, což je 7,5 km dlouhý úsek s několika zákruty, jehož středem probíhá státní hranice mezi Českou republikou a Polskem. Průměrný roční průtok (Q1) řeky Odry činí 48,1 m<sup>3</sup>/s (KS Bohumín, ČHMÚ), pro srovnání hodnota stoletého průtoku (Q100) je 1 810 m<sup>3</sup>/s. Historická maxima průtoku byla dosažena během povodní v letech 1985 (732 m<sup>3</sup>/s), 1997 (2 160 m<sup>3</sup>/s) a 2010 (1 067 m<sup>3</sup>/s).

Velikost příbřežních těles byla variabilní, největší z nich dosahovalo rozměrů cca 270 × 25 m a nejmenší cca 40 × 15 m. Všechna tato sedimentární tělesa leží za normálního průtoku nad hladinou řeky a byly v nich pozorovány tři hlavní facie a to šterkovitá, písčité a jílovitá. Jemnozrnější facie tvoří většinou pouze několik cm mocnou vrstvu, která byla uložena pravděpodobně v důsledku poklesu energie proudění po proběhlé povodňové události a jedná se o relativně čerstvě usazený materiál. Granulometrický rozbor, přepočítaný na procentuální zastoupení jednotlivých frakcí (tab. 1), poukázal na dominanci prachovité frakce s podíly od 59,9 do 78,3%. Podíly písčité frakce vykazovaly variabilnější charakter a pohybovaly se od 5,8 do 29,8%. Z toho většina připadala na velmi jemnozrný a jemnozrný písek, částice větší než 0,5 mm nebyly pozorovány. Podíl jílové frakce byl bez výraznějších výkyvů v rozmezí od 9 do 19,9%. Celkově lze vzorky klasifikovat jako písčité prach.

Koncentrace sedmnácti základních homologů PAU [naftalen, acenaftalen, acenaften, fluoren, fenantren, antracen, fluoranten, pyren, benzo(a)antracen, chrysen, benzo(b)fluoranten, benzo(k)fluoranten, benzo(j)fluoranten, benzo(a)pyren, dibenzo(a,h)antracen, benzo(ghi)perylen a indeno(1,2,3-cd)pyren] – (tab. 2), se pohybovala v rozmezí od 6,7 do 78,1 mg/kg s mediánem 19,6 mg/kg. Nejvíce zastoupené homology jsou fluoranten, pyren a benzo(b)fluoranten (E-příloha 1). Diagnostické poměry a diagramy PAU (obr. 2), přestože mají určitá omezení, mohou poskytnout informace o způsobu vzniku, původu nebo charakteru spalované biomasy, resp. fosilních paliv. Každý zdroj emisí PAU je charakteristický vznikem určitých typů sloučenin (Yunker et al. 2002; Tobiszewski a Namiesnik 2012). V této studii byly použity různé poměry a diagnostické diagramy pro přesnější interpretaci. Poměr LMW/HMW (nízkomolekulární/vysokomolekulární PAU) se u vzorků pohyboval v úzkém rozpětí od 1,22 do 1,78. Hodnoty > 1 poukazují na petrogenní původ, zatímco nižší značí pyrogenní původ. Ke stejnému účelu byl použit poměr Fla/Pyr s hodnotami od 1,25 do 1,43 a hodnoty vyšší než jedna opět indikují petrogenní původ. Dále byly použity diagnostické dvouosé diagramy Fla/Fla + Pyr versus LMW/ HMW a LMW/HMW versus BaA/ (BaA + Chr).

Tab. 1: Výsledky zrnitostního rozboru znázorňující procentuální zastoupení jednotlivých frakcí. VF = velmi jemnozrný písek, F = jemnozrný písek, M = střednozrný písek, C = hrubozrný písek, VC = velmi hrubozrný písek.

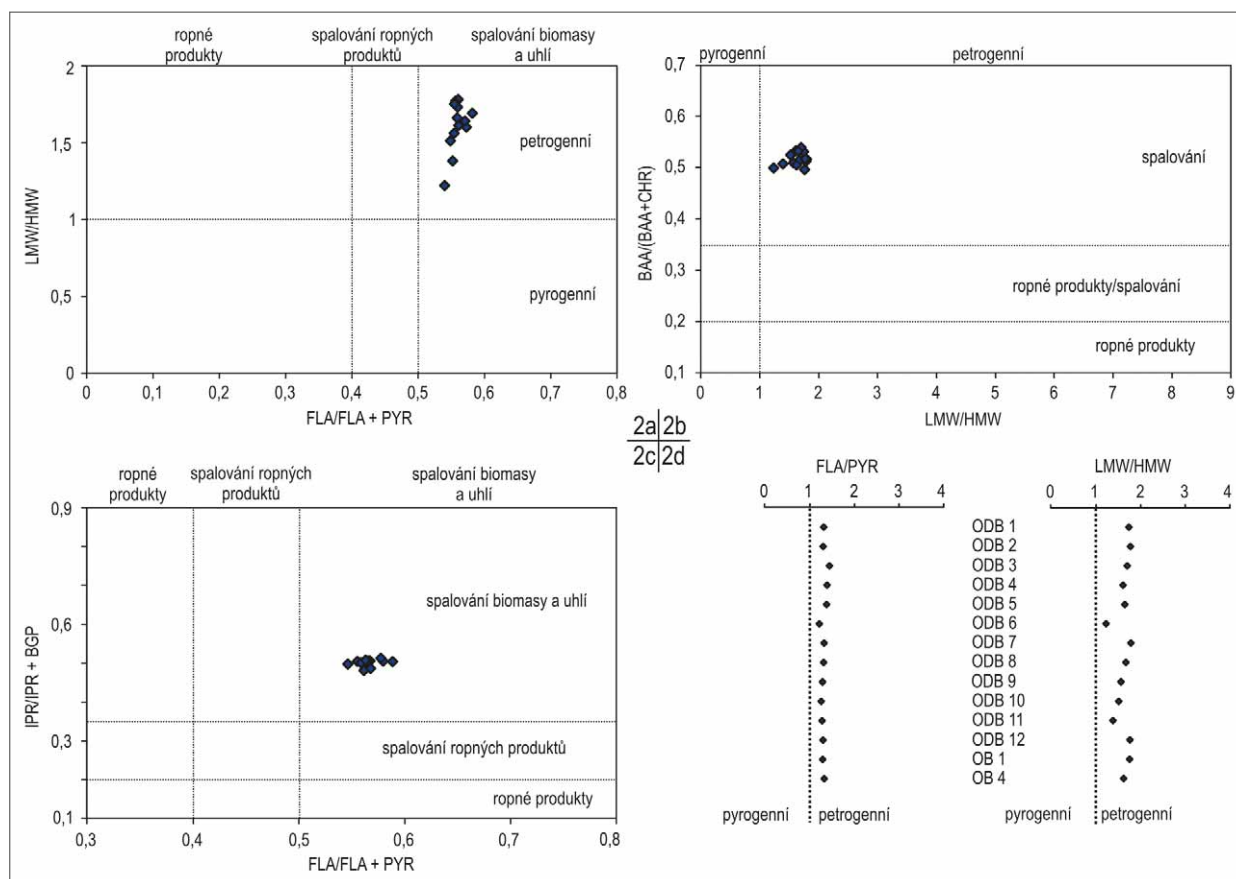
Tab. 1: Grain size data showing the percentage of individual fractions. VF = very fine sand, F = fine sand, M = medium sand, C = coarse sand, VC = very coarse sand.

Vzorek	Zrnitostní frakce						
	Jíl	Prach	Písek				
			VF	F	M	C	VC
ODB 1	13,4	71,7	13,2	1,7	0	0	0
ODB 2	14,1	69,7	14,6	1,6	0	0	0
ODB 3	13,6	62,6	16,0	7,8	0	0	0
ODB 4	10,3	59,9	17,3	11,0	1,6	0	0
ODB 6	12,3	73,9	13	0,7	0	0	0
ODB 7	9,03	64,8	15,4	7,9	2,8	0	0
ODB 8	13,1	72,0	14,1	0,9	0	0	0
ODB 9	15,9	78,3	5,8	0	0	0	0
ODB 11	12,2	77,7	10,1	0,1	0	0	0
ODB 12	15,0	72,8	11,9	0,4	0	0	0
OB 4	10,5	74,4	14,1	1,1	0	0	0

Tab. 2: Koncentrace PAU, PCB a HCB ve studovaných vzorcích. Tab. 2: Concentrations of PAHs, PCBs and HCB in the studied samples.

Vzorek	mg/kg	µg/kg; < pod mezí stanovitelnosti			
	Σ PAU	Σ PCB	HCB	DDE-p,p'	DDD-p,p'
ODB 1	29,8	9,9	2,6	6,6	4,3
ODB 2	19,7	13,1	2,5	5,2	5,0
ODB 3	72,7	24,0	2,9	6,0	5,6
ODB 4	34,8	35,3	2,3	6,3	5,4
ODB 5	61,2	1,0	1,8	3,1	<
ODB 6	8,6	10,4	2,3	7,0	6,6
ODB 7	20,5	12,1	3,2	6,1	4,7
ODB 8	14,0	14,6	2,6	6,8	4,8
ODB 9	13,2	11,4	2,8	6,3	4,7
ODB 10	6,2	1,0	1,7	<	<
ODB 11	8,9	6,3	2,3	4,7	<
ODB 12	18,0	9,2	2,6	6,8	5,0
OB 1	15,2	23,4	4,1	7,0	5,8
OB 4	18,1	47,6	4,3	7,2	5,2

U perchlorovaných bifenyly bylo stanoveno šest kongenerů (PCB 28, PCB 52, PCB 101, PCB 153, PCB 138 a PCB 180) – (E-příloha 2). Jejich celkové koncentrace (tab. 2) byly vesměs nízké a pohybovaly se od 1 do 47,6 µg/kg s mediánem 11,7 µg/kg. Ovšem některé kongenery (PCB 52, PCB 101 a PCB 153) byly téměř ve všech vzorcích pod mezí stanovitelnosti. DDT (dichlordifenyltrichlorethan) nebyl ve vzorcích zjištěn, pouze jeho metabolity DDD-p,p' (dichlordifenyltrichlorethan) a DDE-p,p' (dichlordifenyltrichlorethan), ovšem v nízkých koncentracích do 7 µg/kg a v některých vzorcích byly oba metabolity pod mezí stanovitelnosti. Na nízké úrovni jsou také koncentrace hexachlorbenzenu (HCB), hodnoty u všech vzorků byly velmi podobné a pohybovaly se v rozmezí od 1,7 do 4,3 µg/kg s mediánem 2,6 µg/kg (tab. 2). Dále byly sledovány vybrané biomarkery, jakožto indikátor přítomnosti fosilní organické hmoty. Hopany (pentacyklické triterpeny) slouží jako biomarkery pro



Obr. 2: Diagnostické dvousé diagramy a poměry PAU. (a) FLA/FLA + PYR ku LMW/HMW, FLA = fluoranten, PYR = pyren; LMW/HMW = nízkomolekulární/vysokomolekulární PAU; (b) LMW/HMW ku BAA/(BAA + CHR), BAA = benz[a]antracén, CHR = chrysen; (c) FLA/FLA + PYR ku IPR/IPR + BGP, IPR = indeno[1,2,3- cd]pyren, BGP = Benzo[g,h,i]perylen; (d) Diagnostické poměry FLA/ PYR a LMW/HMW.

Fig. 2: PAH diagnostic plots and ratios. (a) FLA/FLA + PYR over LMW/HMW, FLA = fluoranthene, PYR = pyrene ratio; LMW/HMW = low molecular weight/high molecular weight (b) LMW/HMW over BAA/(BAA + CHR), BAA = benz[a]anthracene, CHR = chrysene; (c) FLA/FLA + PYR over IPR/IPR + BGP, IPR = indeno[1,2,3- cd]pyrene, BGP = Benzo[g,h,i]perylene; (d) depth profiles of FLA/ PYR and the ratio of LMW/HMW.

doklad spalování uhlí a jsou také emitovány do prostředí z fosilních paliv. Ve vzorcích (tab. 3) byl nejvíce zastoupen hopan se strukturou H29 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H) nor hopan, zatímco koncentrace dalších hopanů byly nižší a klesaly v tomto pořadí: H30 (17 $\alpha$ H-21 $\beta$ H) hopan, H31R (22R 17 $\alpha$ H-21 $\beta$ H) homo hopan a H31S (22S 17 $\alpha$ H-21 $\beta$ H) homo hopan. Poměr S / (S + R) lze použít pro identifikaci původu hopanů, kde S a R označuje prostorovou orientaci molekuly. V našich vzorcích se hodnota tohoto indexu pohybovala v rozmezí od 0,48 po 0,6, přičemž u hodnot 0,35 se uvažuje o původu ze spalování uhlí, zatímco hodnoty okolo 0,6 jsou typické pro ropné produkty a výfukové zplodiny (Seifert a Moldowan 1978; Oros a Simoneit 2000). Ve vzorcích byl detekován v menším množství i 16  $\alpha$ (H)-Phyllocladane, jenž patří mezi tetracyklické diterpeny a jedná se o specifický biomarker přítomnosti uhelné hmoty v sedimentu (Simoneit 2005). Podíly TOC byly variabilní a pohybovaly se od 0,5 do 9,1 % s mediánem 5,1 %. Statisticky významná korelace mezi zrnitostí a obsahem TOC nebyla pozorována, ale byla nalezena mezi TOC a všemi stanovenými terpenoidy ( $R^2 > 0,5$ ).

## Diskuze

Příbřežní tělesa jsou ze své podstaty útvary nestálé a náchylné na redistribuci při změně podmínek proudění, což se týká především jemnozrnnějších facií. Zjištěné koncentrace sumy PAU u všech vzorků překračují preventivní hodnotu 1 mg/kg pro zemědělské půdy (vyhláška č. 153/2016 Sb.). Vysoké koncentrace PAU a výsledky diagnostických poměrů ve studovaných vzorcích svědčí o blízkosti zdroje kontaminace. Mnohem vyšší koncentrace PAU (až 243,8 mg/kg) byly nalezeny v sedimentech mrtvého ramene na Loděnici, situovaném uprostřed studované oblasti (Sedláček et al. 2020). Tyto vysoké hodnoty byly naměřeny ve vrstvách s vysokým podílem uhelné hmoty, jenž byly uloženy v 70. letech 20. století, což byla doba intenzivní průmyslové produkce a těžby uhlí v regionu. Do nadloží koncentrace PAU klesaly a v povrchových vrstvách byly stabilně okolo 10–15 mg/kg. I když je pro ostravskou aglomeraci typická komplexnost zdrojů znečištění (Geršlová a Schwabzbauer 2014) a emise látek se rychle promíchávají, ukazují diagnostické poměry u zkoumaných vzorků shodně na petrogenní původ PAU přes přímý vstup do říčního systému z odpadního

Tab. 3: Koncentrace specifických biomarkerů a celkového organického uhlíku (TOC): 16  $\alpha$ (H)-Phyllocladan, H29 = hopan se strukturou H29 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H); H30 = hopan se strukturou 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H)-30; H31R = hopan se strukturou 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H)-22R; H31S = hopan se strukturou 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H)-22S

Tab. 3: Concentrations of specific biomarkers and total organic carbon (TOC): 16 $\alpha$ (H)-Phyllocladane; H29 = H29 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H) hopane; H30 = 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H)-30 hopane; H31R = 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H)-22R-homo hopane; H31S = 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H)-22S-homo hopane.

Vzorek	$\mu\text{g}/\text{kg}$					TOC (%)
	16 $\alpha$ H Phyllocladane	H29	H30	H31R	H31S	
ODB 1	79,2	60,5	59,8	45,5	34	4,8
ODB 2	80,6	45,3	43,9	32,2	26,3	4,4
ODB 3	62,9	46,1	47,1	35,0	26,7	8,0
ODB 4	82,2	58,6	58,8	45,5	32,1	5,0
ODB 5	41,6	20,7	20,1	15,4	16,7	1,6
ODB 6	85,1	41,6	40,0	29,2	23,0	5,0
ODB 7	91,1	41,4	39,0	27,8	25,9	7,1
ODB 8	53,9	40,3	38,1	28,3	25,7	5,8
ODB 9	70,4	36,0	37,4	21,7	21,3	5,1
ODB10	38,9	10,7	12,9	10,4	9,9	0,5
ODB 11	65,2	29,3	29,2	21,0	18,7	4,7
ODB 12	54,3	41,6	37,3	26,8	22,2	5,6
OB 1	181,5	101,6	89,6	69,0	46,2	9,1
OB 4	136,3	74,1	68,5	52,7	36,4	9,1

systému nebo průsaky (Tobiszewski a Namiesnik 2012). Petrogenní PAU se vyskytují v okolí míst zplyňování uhlí, dehtu a zařízení na zpracování ropy. Nedávno byly vysoké hodnoty PAU dokumentovány v Černém příkopu v Ostřavě (Janáková et al. 2010). Průkazná sekundární sorpce PAU na uhelnou hmotu nebyla ve studovaných vzorcích pozorována, ačkoliv část vzorků jeví slabou korelaci mezi obsahy PAU a terpenoidy. Tento fakt může být způsoben velmi malými koncentracemi uhelné hmoty v sedimentu. Stereochemická konfigurace na pozici C17 a C21 hopanů je využívána pro určení geologického stáří uhlí. Ve vzorcích byl zastoupen zejména hopan se strukturou H29 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H), který je odvozen z černého uhlí (Oros a Simoneit 2000). Lze předpokládat, že část organické hmoty je degradována na CO<sub>2</sub>, protože příbřežní tělesa jsou vystavena oxidačnímu prostředí. Za podmínek vystavení slunečnímu záření také může docházet k degradaci některých PAU fotooxidací (Wang et al. 2014; Ward et al. 2018). Hodnoty PAU mohou kolísat i v průběhu roku, jak

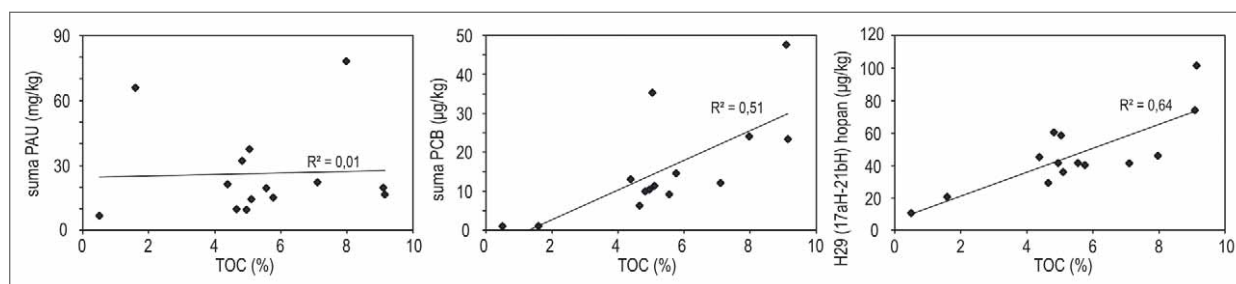
bylo popsáno ve fluvialních sedimentech z povodí řeky Moravy (Nehyba et al. 2010).

Vesměs stopové hodnoty OCP poukazují na skutečnost, že v povodí řeky Odry jsou stále přítomny perzistentní organické polutanty, což je důsledek intenzivní zemědělské a průmyslové produkce v minulých dekádách. Pouze u čtyř vzorků byly zjištěny koncentrace lehce překračující preventivní hodnotu 0,02 mg/kg pro zemědělské půdy (vyhláška č. 153/2016 Sb.). Podobně přítomnost zbytkového množství metabolitů DDT svědčí o jejich původu ze starých ekologických zátěží (Holoubek et al. 2007). Koncentrace DDE byly o něco vyšší oproti DDD, což bylo patrně způsobeno aerobní degradací DDT (Sedláček et al. 2020). HCB, dříve používaný jako fungicid, je v současnosti vedlejší produkt některých chemických provozů, což může být důvod přítomnosti stopových koncentrací v sedimentech (Sedláček et al. 2020). Vyšší koncentrace PCB v řece Odře u Bohumína byly zaznamenány po povodních v roce 1997

(Ministerstvo životního prostředí 2000). Koncentrace HCB a PCB vykazovaly statisticky významnou pozitivní korelaci s TOC, zatímco u PAU nebyla tato korelace prokázána (obr. 3). Všechny studované skupiny polutantů také jeví rozdílnou korelaci se zrnitostí sedimentu. PAU vykazuje pouze slabou korelaci s podílem písčité frakce ( $R^2 = 0,35$ ). Některé studie již dříve prokázaly souvislost vyšších koncentrací PAU v sedimentech s vysokým podílem písčité frakce (Yang et al. 2008) i s ohledem na vyšší podíl uhelného materiálu v písčité frakci (Hofmann et al. 2007; Sedláček et al. 2020). Skupina PCB jeví slabou korelaci taktéž s písčitou frakcí.

### Závěr

Obecně lze konstatovat, že riziko kontaminace fluvialních systémů je největší v blízkosti zdrojů znečištění a klesá po proudu, tedy s rostoucí vzdáleností (Ciazela et al. 2018) v důsledku naředění neznečištěným sedimentem. Zvýšené koncentrace PAU ve studovaných vzorcích svědčí



Obr. 3: Závislost mezi celkovým organickým uhlíkem (TOC) a koncentracemi PAU, PCB a hopanu se strukturou H29 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H).

Fig. 3: Dependence between total organic carbon (TOC) and concentrations of PAHs, PCBs and H29 17 $\alpha$ (H), 21 $\beta$ (H) hopane.

o tom, že zdroj se nachází v ostravské aglomeraci. Velkou roli v transportu hraje typ koryta. Přírozené říční systémy nabízí větší množství sedimentačních pastí (jako jsou březní tělesa a mrtvá ramena) v porovnání s antropogenně upravenými koryty. Zvýšené koncentrace organických polutantů ve studovaných vzorcích proto mohou být důsledkem blízkosti zdroje kontaminace a přírodního charakteru řeky, jenž dovoluje vytvoření příbřežních sedimentárních těles. Tato studie prokázala, že březní sedimentární tělesa vodních toků jsou vhodná pro odhad současných koncentrací organických polutantů. Dalším

studiem této oblasti a odběrem většího množství vzorků lze získat přesnější výsledky o úrovních kontaminace jednotlivými organickými polutanty, což následně umožňuje interpretovat jejich pravděpodobné zdroje.

#### Poděkování

*Tento výzkum byl finančně podpořen grantem IGA\_PrF 2020\_031 (Sedimenty jako environmentální archivy). Autoři děkují E. Geršlové a M. Havelcové za cenné připomínky k manuskriptu, které výrazně zkvalitnily finální podobu příspěvku.*

#### Literatura

- Ciazela, J., Siepak, M., Wojtowicz, P. (2018). Tracking heavy metal contamination in a complex river-oxbow lake system: Middle Odra Valley, Germany/Poland. – *Science of the Total Environment*, 616–617, 996–1006. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.219>
- Covaci, A., Gheorghe, A., Hulea, O., Schepens, P. (2006). Levels and distribution of organochlorine pesticides, polychlorinated biphenyls and polybrominated diphenyl ethers in sediments and biota from the Danube Delta, Romania. – *Environmental Pollution*, 140, 136–149. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2005.06.008>
- Geršlová, E., Schwarzbauer, J. (2014). Hydrocarbon-based indicators for characterizing potential sources of coal derived pollution in the vicinity of the Ostrava City. – *Environmental Earth Sciences*, 71, 3211–3222. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2709-0>
- Hofmann, T., Pies, C., Yang, Y. (2007). Elevated polycyclic aromatic hydrocarbons in a river floodplain soil due to coal mining activities. – *Water Supply*, 7(3), 69–74. <https://doi.org/10.2166/ws.2007.068>
- Holoubek, I., Klánová, J., Jarkovský, J., Kubík, V., Helesic, J. (2007). Trends in background levels of persistent organic pollutants at Kosetice observatory, Czech Republic. Part II. Aquatic and terrestrial environments 1996–2005. – *Journal of Environmental Monitoring*, 9, 564–571. <https://doi.org/10.1039/B701096F>
- Janáková, I., Mucha, N., Fečko, P. (2010). Flotation of river-born sediment from the old ecological load of Černý příkop in Ostrava, Czech Republic. – *Mineralia Slovaca*, 42, 309–312.
- Kleineidam, S., Schüth, C., Grathwohl, P. (2002). Solubility normalized combined adsorption-partitioning sorption isotherms for organic pollutants. – *Environmental Science & Technology*, 36, 21, 4689–4697. <https://doi.org/10.1021/es010293b>
- Konat, J., Kowalewska, G. (2001). Polychlorinated biphenyls (PCBs) in sediments of the southern Baltic Sea—trends and fate. – *Science of the Total Environment*, 280, 1–15. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(01\)00785-9](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(01)00785-9)
- Ministerstvo životního prostředí (2000). Statistická ročenka životního prostředí České republiky. – Cenia, Česká informační agentura životního prostředí, Praha.
- Nehyba, S., Hilscherová, K., Jarkovský, J., Dušek, L., Kuchovský, T., Zeman, J., Klánová, J. (2010). Grain size, geochemistry and organic pollutants in modern fluvial deposits in eastern Moravia (Czech Republic). – *Environmental Earth Sciences*, 60, 591–602. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0199-x>
- Oros, D. R., Simoneit, B. R. T. (2000). Identification and emission rates of molecular tracers in coal smoke particulate matter. – *Fuel*, 79, 515–536. [https://doi.org/10.1016/S0016-2361\(99\)00153-2](https://doi.org/10.1016/S0016-2361(99)00153-2)
- Sedláček, J., Tolaszová, J., Kříženecká, S., Bábek, O., Zimová, K. (2020). Regional Contamination History Revealed in Coal-Mining-Impacted Oxbow Lake Sediments. – *Water, Air, & Soil Pollution*, 231, 208. <https://doi.org/10.1007/s11270-020-04583-1>
- Seifert, W. K., Moldowan, J. M. (1978). Applications of steranes, terpanes, and monoaromatics to the maturation, migration, and source of crude oils. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 77–95. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90219-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90219-3)
- Simoneit, B. R. T. (2005). A review of current applications of mass spectrometry for biomarker/molecular tracer elucidations. – *Mass Spectrometry Reviews*, 24, 719–765. <https://doi.org/10.1002/mas.20036>
- Tobiszewski, M., Namiesnik, J. (2012). PAH diagnostic ratios for the identification of pollution sources. – *Environmental Pollution*, 162, 110–119. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2011.10.025>
- Yang, Y., Ligoius, B., Pies, C., Grathwohl, P., Hofmann, T. (2008). Occurrence of coal and coal-derived particle-bound polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in a river floodplain soil. – *Environmental Pollution*, 151, 121–129. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2007.02.020>
- Yunker, M. B., Macdonald, R. W., Vingarzan, R., Mitchell, R. H., Goyette, D., Sylvestre, S. (2002). PAHs in the Fraser River basin: a critical appraisal of PAH ratios as indicators of PAH source and composition. – *Organic Geochemistry*, 33, 489–515. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00002-5](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00002-5)
- Wang, C., Chen, B., Zhang, B., Guo, P., Zhao, M. (2014). Study of weathering effects on the distribution of aromatic steroid hydrocarbons in crude oils and oil residues. – *Environmental Sciences: Processes Impacts*, 16, 2408–2414.
- Ward, P., Sharpless, C. M., Valentine, D. L., French-McCay, D. P., Aeppli, C., White, H. K., Rodgers, R. P., Gosselin, K. M., Nelson, R. K., Reddy, C. M. (2018). Partial photochemical oxidation was a dominant fate of Deepwater Horizon surface oil. – *Environmental Science & Technology*, 52, 1797–1805. <https://doi.org/10.1021/acs.est.7b05948>

# Provenience bílého mramoru z archeologické lokality San Severo v Classe (Ravenna, Itálie)

Provenance of white marble from the archaeological site of San Severo in Classe (Ravenna, Italy)

Helena Tůmová<sup>1</sup> ✉, Dalibor Všianský<sup>2</sup>, Enrico Cirelli<sup>3</sup>, Aleš Frýbort<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Institut pro klasickou archeologii FF UK, Celetná 20, Praha 1, ČR

<sup>2</sup> Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno, ČR

<sup>3</sup> Dipartimento di Storia Culture Civiltà, Università di Bologna, San Vitale 28, Ravenna, Itálie

<sup>4</sup> Centrum dopravního výzkumu, v.v.i., Líšeňská 33a, 636 00 Brno, ČR

## Key words:

white marble, provenance determination, marble importation, Late Antiquity, Middle Ages, Ravenna, Italy, Proconnesos, Mediterranean

✉ helena.tumova@ff.cuni.cz

## Editor:

David Buriánek

## Abstract

The article deals with the provenance of white marbles from the late antique and early medieval ecclesiastical complex of San Severo in Classe (Ravenna, Italy), presents the results of an archaeometric study, concerning mineralogical, petrographic and geochemical analyses (X-RAY diffraction, scanning electron microscopy and X-RAY microanalysis, optical polarization microscopy, determination of the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  stable isotopic ratios) and compares them with the main databases of Mediterranean white marbles quarried during Late Antiquity. The import of the Proconnesian marble from Marmara Island to the North Adriatic region, Ravenna and Classe not excluded, during Late Antiquity is generally presupposed in the scientific literature. The provenance of five analyzed samples of white-grey marble has been proposed. The results of analyzes indicate their Eastern provenance: four samples have been identified as the Proconnesian marble (Proconnesos 1 or Proconnesos 2). The provenance of one sample does not appear to be entirely certain, in any case, both point to microasiatic provenance: Muğla (Göktepe) or Docimium seem to be the most probable of the considered localities.

## Úvod

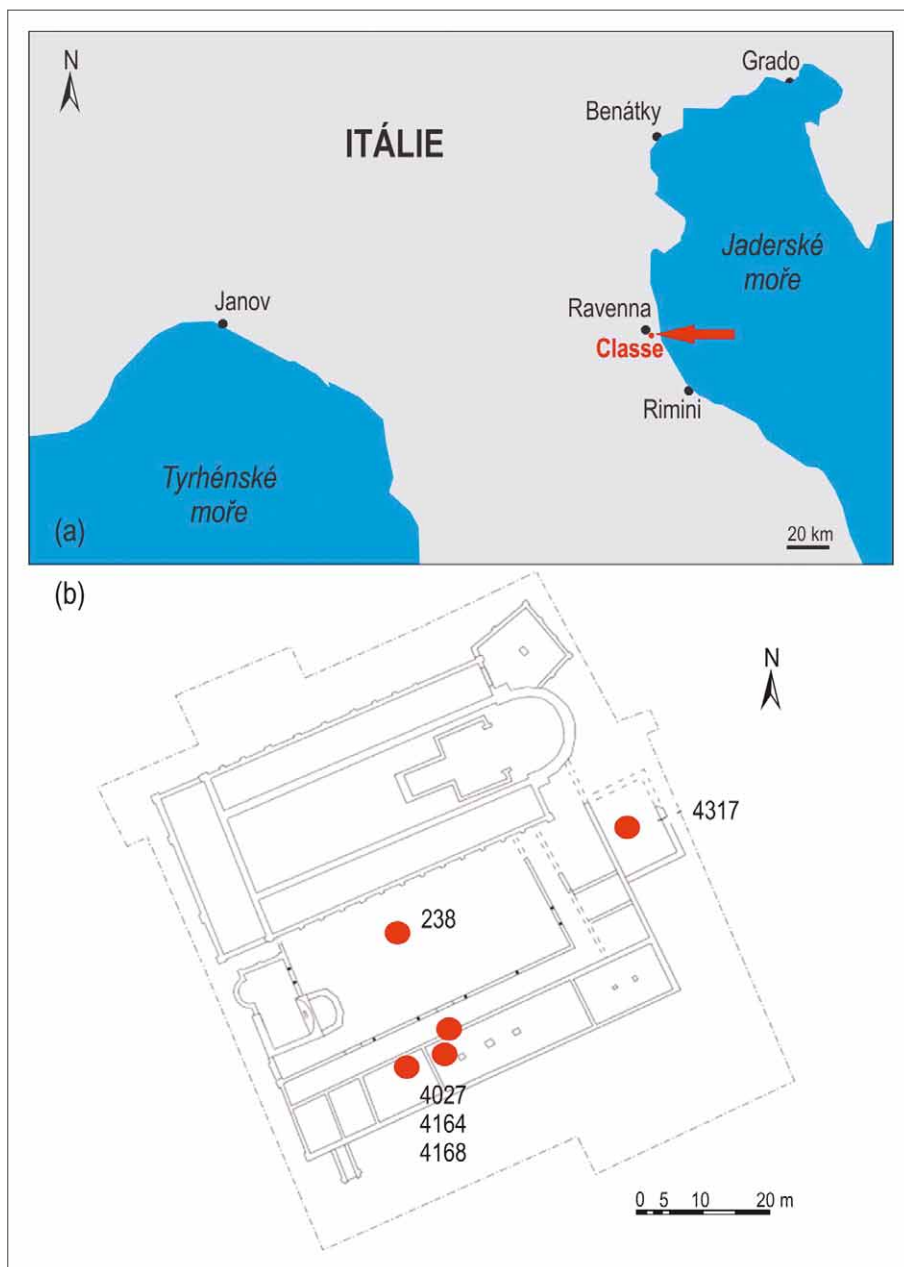
Mramorovým artefaktům ravennského uměleckého okruhu je tradičně připisována východní provenience, zejména je-li řeč o bílém či bílo-šedém mramoru. Východní orientaci pozdně antické Ravenny (obr. 1a) potvrzují rovněž četné umělecké analogie, které lze spatřovat v typologii architektonické dekorace či ravennských sarkofágů, představujících unikátní soubor umění (Sekavová 2006) a dokládajících živé vztahy mezi Ravennou, Konstantinopolí a maloasijskými oblastmi (a to zejména díky importu finálních či prefabrikovaných artefaktů). Kamenný materiál z archeologických výzkumů na lokalitě basiliky San Severo a přilehlého kláštera v Classe (obr. 1b), čítající více než 1 000 fragmentů, byl nejprve zkoumán z makroskopického hlediska (barva, struktura, zrnitost, žilkování, způsob opracování, sekundární nečistoty jako jsou zbytky omítky či malty, kovových skob apod.), na základě něhož byly identifikovány jednotlivé litotypy, z nichž nejčetněji zastoupenou skupinu tvořily metamorfované horniny (mramory) v celkovém zastoupení 65 % (Tůmová 2013). Z nich pak 96 % představoval bílý (resp. bílo-šedý), převážně hrubozrnný mramor a 4 % mramor polychromní: *marmor Iassense* – „cippolino rosso“ a *marmor Carystium* – „cippolino verde“ (Tůmová 2013). Z makroskopického pozorování bílo-šedého mramoru z lokality San Severo a mramorových artefaktů z okruhu ravennského umění (mramorové architektonické články ravennských basilik, sarkofágy atd.), u nichž je v odborné

## Doporučená citace článku:

Tůmová, H., Všianský, D., Cirelli, E., Frýbort, A. (2021). Provenience bílého mramoru z archeologické lokality San Severo v Classe (Ravenna, Itálie). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 50–59.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-14177>





Obr. 1: (a) Schematická mapa regionu v okolí Ravenny (Itálie), červená šipka označuje pozici Classe; (b) církevní komplex San Severo v Classe: basilika s přílehlým klášterem a dvěma mauzolei, situace na přelomu 9. a 10. stol., podle Augenti et al. 2012.

Fig. 1: (a) Schematic map of the region around the city of Ravenna (Italy), the red arrow indicates the position of Classe; (b) ecclesiastical complex of San Severo: the Basilica with the adjacent monastery and two mausoleums, situation at the turn of the 9<sup>th</sup> and 10<sup>th</sup> centuries, according to Augenti et al. 2012.

literatuře jako materiál uváděn prokonnéský mramor, případně pouze označení „východní“ mramor (Tůmová 2013), vyplynuly četné analogie. Analogie byly shledány rovněž na mramorových artefaktech uložených nyní v ravennských a dalších severoitalských muzeích, např. v muzeu opatství Abbazia di Pomposa (Tůmová 2013).

Záměrem tohoto článku je navázat na předchozí česko-italský výzkum, v rámci něhož byly podrobeny analýzám tři vybrané vzorky bílého mramoru z lokality San Severo v Classe, přičemž výsledky ukazovaly na rozdílnou provenienci vzorků. U vzorku č. 67 byla potvrzena provenience z ostrova Proconnesos. U obou zbývajících

hotových výrobků (sarkofágy, architektonické dekorace) – nevyjímaje. Aktivita dálkového obchodu byla jedním z pilířů ekonomické prosperity Ravenny a celého přílehlého regionu. Historie Ravenny je podrobněji popsána v e-příloze 1.

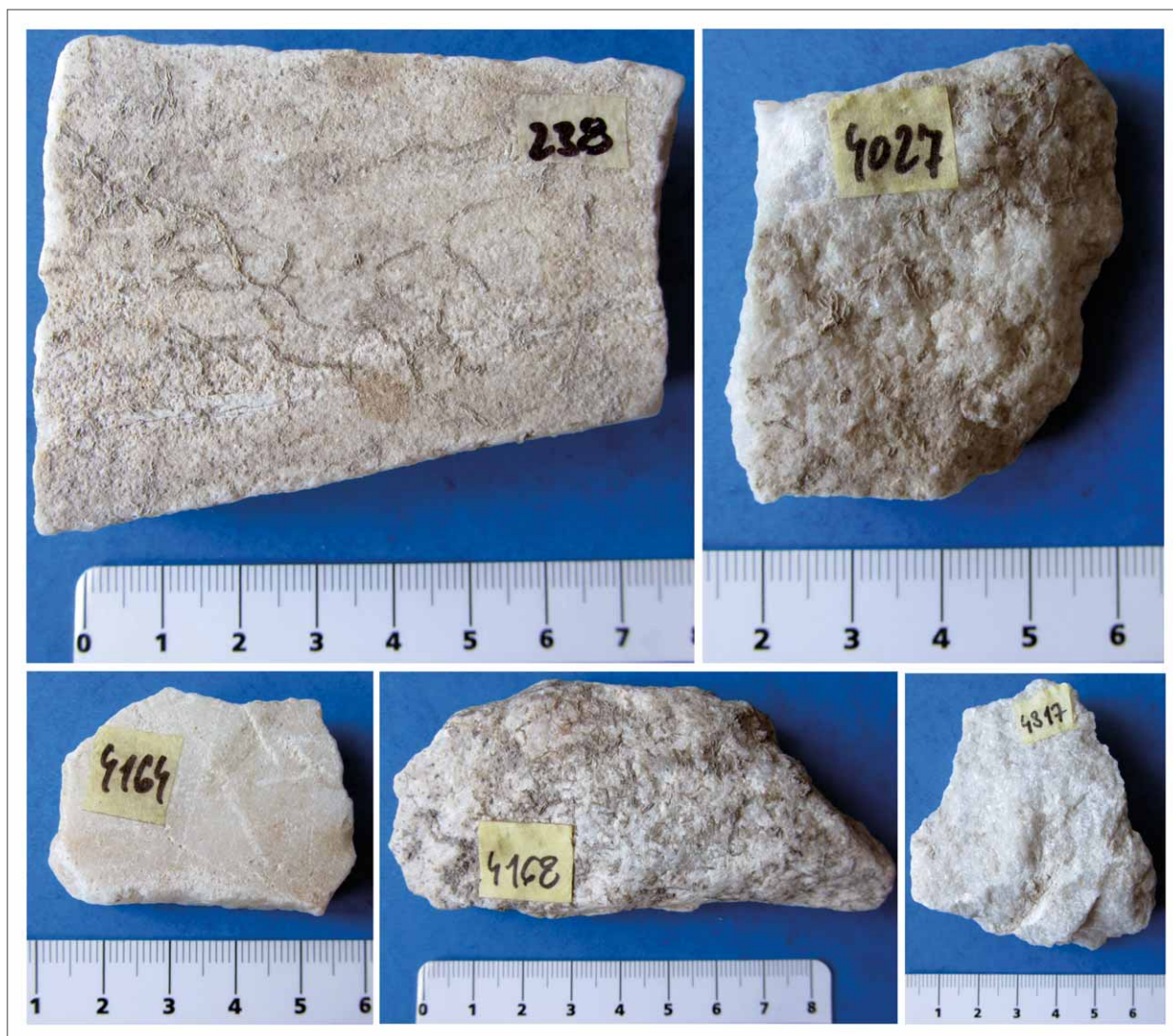
#### Archeologická lokalita San Severo v Classe

Pozdně antická basilika sv. Severa v Classe, jež se nacházela poblíž hlavního přístavu, výrobního okrsku a skladů, *intra muros*, tj. uvnitř městských hradeb (Augenti et al. 2012), byla postavena v 2. pol. 6. stol., jak dokládají mimo jiné i nálezy keramiky (Augenti 2017),

vzorků (č. 256 a 263) byla potvrzena odlišná zdrojová lokalita: nebyla sice vyloučena provenience z ostrova Proconnesos, avšak muselo by se jednat o jiný těžební distrikt než tomu bylo u vzorku č. 67. V úvahu dále připadaly lokality Muğla (Iasos, Göktepe) v dnešním jihozápadním Turecku (antické Kárii), nebo Balikesir v Marmarském regionu v dnešním Turecku (Tůmová et al. 2016). Z uvedeného vyplývá, že počet analyzovaných vzorků je třeba rozšířit.

#### Historický význam Ravenny a přístavu Classe v pozdní antice

Význam Ravenny vzrostl poté, kdy si ji západorímský císař Honorius zvolil za své sídelní město: císařský dvůr do ní přesídlil z *Mediolana* (dnešního Milána) v roce 402. Ravenna tak prakticky ze dne na den získala statut *sedes imperialis* a její význam vzrostl nejen z hlediska administrativně-správního, ale také obchodního a kulturního, a to zejména díky kontaktům s Konstantinopolí, hlavním městem východní části římské říše. Classe jako hlavní přístav Ravenny představoval v 5. a 6. stol. n. l. významné centrum lokálního i dálkového obchodu a distribuce zboží, směřujícího do Ravenny ze vzdálených středomořských lokalit, mramor – ať již v podobě prefabrikovaných či



Obr. 2: Fotografie analyzovaných vzorků mramoru č. 238, 4027, 4164, 4168 a 4317.

Fig. 2: Photography of analyzed marble samples N° 238, 4027, 4164, 4168 and 4317.

a to jako poslední velký stavební (církevní) záměr v této oblasti, v bezprostřední blízkosti místa, kde byly uloženy ostatky ravennského mučedníka svatého Severa a kde bylo v 5. stol. postaveno první sacellum (Christie 2017). Jak vyplývá z písemných pramenů a nálezů keramiky (Augenti et al. 2012; Augenti 2017), na konci 9. stol., nejpozději však v polovině 10. stol. byl u basiliky založen benediktinský klášter, jenž v následujících staletích prodělal několik větších přestaveb (např. v roce 1285) i řadu menších stavebních zásahů, jak dokládá komplexní stratigrafie struktur odkrytých během archeologického výzkumu (Augenti, Laszlovszky 2007). Přibližně od poloviny 15. stol. však byly klášterní budovy opouštěny a posléze sloužily jako zdroj levného a dostupného materiálu pro stavební záměry nejen v okolí, ale i v dalších sídlech severovýchodní Itálie (Augenti et al. 2012). Poslední řeholníci opustili klášterní budovy v roce 1512 (Christie 2017). Sekundární využívání (*spoliatio*) materiálu (např. cihel či mramorových artefaktů, zejména architektonických prvků jako jsou patky, dřívky, hlavice sloupů apod.) tak provázelo církevní komplex San Severo od jeho počátků až po samý konec jeho existence (Tůmová, Cirelli 2019). Rekonstrukcí

a přestaveb však nebyla ušetřena ani basilika, poslední větší přestavbu zaznamenala v polovině 18. stol.; zbytky basiliky pak byly rozebrány ve 20. letech 19. stol. (Farioli 1983). V současnosti již nad terén vystupují pouze zbytky zdi zvonice.

#### Materiál

Za účelem provedení mineralogicko-petrografických a geochemických analýz bylo vybráno dalších pět vzorků bílo-šedého mramoru, pocházejících z prostor kláštera San Severo v Classe (obr. 1 b). Většina kamenných artefaktů, odkrytých během archeologických kampaní v letech 2007–2011, byla nalezena ve vrstvách klášterního komplexu datovaných do období od 12. do 15. stol. Vybrané vzorky (obr. 2) pocházejí z vrstev datovaných od 11. do 15. stol. (v 15. stol. již začínají klášterní budovy chátrat). Skupina bílo-šedého mramoru byla na základě makroskopicky pozorovatelných kvalit (zejména zrnitost, přítomnost šedého žilkování) dále rozdělena do několika podskupin (Tůmová 2013). Tyto kvality však nepředstavují diskriminační hledisko pro určení provenience. Pro

vzorkování za účelem provedení analýz je proto uvažován soubor bílo-šedého mramoru jako jeden celek.

Z makroskopického hlediska náleží čtyři z analyzovaných vzorků bílo-šedého mramoru (č. 4027, 4168, 4317, 238) do nejpočetněji zastoupené skupiny bílo-šedého hrubozrnného mramoru. Vzorky č. 4027, 4168 a 4317 mají šedé žilkování; vzorek č. 238 je bez šedého žilkování. Vzorek č. 4164 náleží do méně početné skupiny jemnozrnného bílého mramoru.

Vzorky byly vybrány podle následujících parametrů: (a) reprezentují jednotlivé kategorie bílého, resp. bílo-šedého mramoru (dle makroskopického pozorování) nalezeného na lokalitě San Severo; (b) pokrývají široké období existence klášterního komplexu od 11. do 15. stol., zejména období vrcholného středověku, a to až do fáze opuštění klášterních budov v 15. stol.; (c) pocházejí ze sektorů, v nichž bylo při archeologických výzkumech 2006–2011 nalezeno největší množství kamenných artefaktů či fragmentů, a to zejména bílého mramoru (vnitřní – rajský – dvůr, kuchyně / refektář, kapitulní síň).

Vzorek č. 4317 pochází z vrstvy 23031, datované do 13.–14. stol. a náležející do sektoru 23000 – kapitulní síň, odpovídající ploše o rozloze přibližně 120 m<sup>2</sup>. Archeologický výzkum prokázal mnoho zásahů tzv. *spoliatio* – zásahů do původních struktur kvůli následnému (sekundárnímu) využití materiálu, zejména kamenného (Augenti et al. 2012). V prostoru kapitulní síně byla v průběhu archeologického výzkumu zjištěna přítomnost přípravné fáze podlahy v podobě silné vrstvy malty z 11. stol., do níž měly být pravděpodobně uloženy mramorové desky či podlaha *opus sectile*, o čemž svědčí četné nálezy mramorových fragmentů. Tato podlaha byla ve 14. stol. vyvýšena (Augenti et al. 2012). Jedná se o neopracovaný, amorfnní fragment bílého hrubozrnného mramoru s výskytem nepravidelně rozestých šedých skvrn.

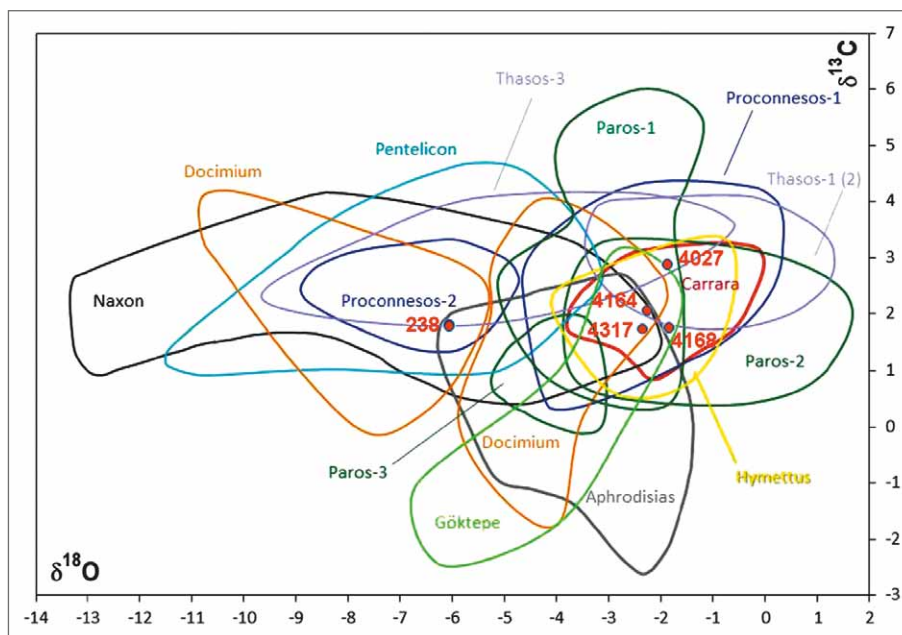
Vzorky č. 4027, 4164 a 4168 pocházejí ze sektoru 14000 – kuchyně, refektáře a vnějšího dvora, nacházejícího se v jižní části klášterního komplexu. Archeologický výzkum prokázal několik fází existence těchto budov (kuchyně, refektář) v průběhu vrcholného středověku, jejich zánik pak v 15. stol., kdy docházelo k masivnímu rozebírání (*spoliatio*) zejména kamenných prvků (Augenti et al. 2012). Vzorek č. 4027 byl nalezen ve vrstvě 14165, datované do 11.–12. stol. Jedná se o neopracovaný fragment bílo-šedého, hrubozrnného mramoru

s výskytem šedých, nepravidelně rozestých skvrn. Vzorek č. 4164 pochází z vrstvy 14134, datované do 12. stol. Jedná se o opracovaný fragment desky (mocnost 0,8 cm) bílo-šedého, jemnozrnného mramoru bez okem viditelných šedých žilek či skvrn. Vzorek č. 4168 pochází z vrstvy 14140, datované do 13.–14. stol. Jedná se o neopracovaný fragment bílo-šedého, hrubozrnného mramoru s výskytem šedých, paralelně uspořádaných žilek.

Vzorek č. 238 pochází ze sektoru 18000 – rajského (vnitřního) dvora kláštera. Klášterní dvůr čtvercového půdorysu byl vybudován současně s ostatními budovami v době založení kláštera (9.–10. stol.); klášterní zahrada uprostřed byla po obvodu lemována portikem: *in situ* se dochovalo několik mramorových patek sloupů, archeologicky doloženy jsou rovněž stopy po tzv. *spoliatio* (Augenti et al. 2012). Vzorek byl nalezen ve vrstvě 18006, datované do konce 15. stol. Jedná se o opracovaný fragment desky (mocnost 1,6 cm) bílo-šedého, hrubozrnného mramoru bez makroskopicky viditelných šedých žilek či skvrn.

### Metodika

Vzorky byly podrobeny analýzám metodami optické polarizační mikroskopie (PLM), skenovací elektronové mikroskopie a mikroanalýzy (SEM/EDS/WDS) na Ústavu geologických věd PřF MU a v Centru dopravního výzkumu, v.v.i. a práškové rtg-difraktometrie (XRD) na Ústavu geologických věd PřF MU (viz e-příloha 2). V odboru environmentální geochemie a biogeochemie České geologické služby, oddělení stabilních izotopů, bylo provedeno stanovení stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$ . Výsledky analýz byly srovnány s údaji referenčních databází



Obr. 3: Diagram s vynesnými hodnotami  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  izotopického složení analyzovaných vzorků mramoru ve vztahu k možným zdrojovým lokalitám z referenční databáze, publikované Antonellim a Lazzarinim (2015).

Fig. 3: Diagram with plotted  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  values of the isotopic composition of the analyzed marble samples in relation to possible source localities from the reference database, published by Antonelli and Lazzarini (2015).

středomořských mramorů, těžených v antice. Podrobný popis metodiky je uveden v e-příloze 3.

## Výsledky

### Stanovení stabilních izotopů $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$

Výsledky stanovení zastoupení stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  vynesené do grafu Antonelliho a Lazzariniho (2015) jsou uvedeny na obrázku 3, numerické hodnoty v e-příloze 4. Vzorek 238 odpovídá polím Proconnesos-2, Docimium, Naxos a Pentelicon a zároveň je na hranicích polí Thasos-3 a Afrodiasias. Pozice ostatních studovaných vzorků je podobně komplikovaná: všechny čtyři spadají zároveň do polí Proconnesos-1, Carrara, Paros-1, Paros-2, Hymettus, a Göktepe, ale samostatně je možné je přiřadit několika dalším polím nebo jejich hranicím. Všechny pět analyzovaných vzorků tedy v Antonelliho a Lazzariniho diagramu zároveň spadá pouze do polí lokality Proconnesos-1 nebo Proconnesos-2.

### Minerální složení

Všechny studované vzorky představují bílo-šedé kalcitické mramory s nízkým obsahem dolomitu. Dolomit tvoří ve studovaných vzorcích izolované oblasti (e-příloha 5). Nejvyšší obsah dolomitu byl identifikován ve vzorcích 238 (5,2 hm. %) a 4317 (1,4 %; zde je přítomen i ankerit, který ve zbytku série v množství detekovatelném pomocí XRD chybí; pomocí SEM/EDS byl ankerit zjištěn rovněž ve vzorku 4027), v ostatních vzorcích zastoupení dolomitu nepřesahuje 1 %. Ve všech vzorcích je přítomen křemen v obsazích nepřekračujících první desetiny procenta. Vzorek 4164 se od ostatních odlišuje relativně vysokým zastoupením slíd, jedná se především o flogopit (e-přílohy 5 a 6) a přítomností jílových minerálů a chloritu. Pomocí XRD je při takto nízkých obsazích obtížné navzájem odlišit jednotlivé minerály se slídovou strukturou. Proto není možné vyloučit ani přítomnost illitu. Lze předpokládat, že chlorit je produktem alterace flogopitu. Ve vzorcích 4027 a 4317, kromě křemene, žádné další nekarbonátové minerály pomocí XRD identifikovány nebyly. Výsledky kvantitativní fázové analýzy jsou uvedeny v tabulce 1. Pomocí XRD nelze v polyfázových vzorcích spolehlivě navzájem rozlišit většinu slídových minerálů, proto jsou tyto fáze v tabulce 1 uvedeny souborně jako minerály se slídovou strukturou. Detailní identifikace byla provedena pomocí skenovací elektronové mikroskopie a mikroanalýzy.

Tab. 1: Výsledky XRD kvantitativní fázové analýzy v hm. %, zaokrouhleno na jedno desetinné číslo.

Tab. 1: Results of XRD quantitative phase analysis in wt. %, rounded to one decimal place.

Vzorek/minerál	238	4027	4164	4168	4317
Kalcit	94,6	99,2	97,5	99,2	98,2
Dolomit	5,2	0,6	0,5	0,7	1,4
Křemen	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3
Minerály se slídovou strukturou	0,1	0	1,1	0	0,1
Kaolinit	0	0	0,6	0	0
Chlorit	0	0	0,5	0	0

Akcesorické minerály, některé z nich v obsazích pod mezí detekce XRD, byly identifikovány pomocí SEM/EDS/WDS. Jedná se o apatit, sulfidy (pyrit, sfalerit), titanit, některý z polymorfů  $\text{TiO}_2$ , zirkon a fluorit. Přehled asociací akcesorických minerálů v jednotlivých vzorcích je uveden v e-příloze 5. Přepočtené výsledky chemického složení stanoveného pomocí WDS umožňující přesnou klasifikaci slídových minerálů, chloritu a apatitu jsou uvedeny v e-příloze 6, vynesení výsledků pro slídy do klasifikačního diagramu dle Tischendorfa (1997) – viz e-příloha 7. Slídy byly identifikovány jako muskovit a flogopit, chlorit jako klinochlor. Dále byl proveden přepočet chemického složení kalcitu a dolomitu (e-příloha 8a–d). Poměr Ca/Si se v dolomitu pohybuje v rozmezí 1,01–1,12. Kalcit ve všech studovaných vzorcích obsahuje hořčík v množství 0,01–0,04 apfu (atomů na vzorcovou jednotku minerálu).

### Mikrostruktura

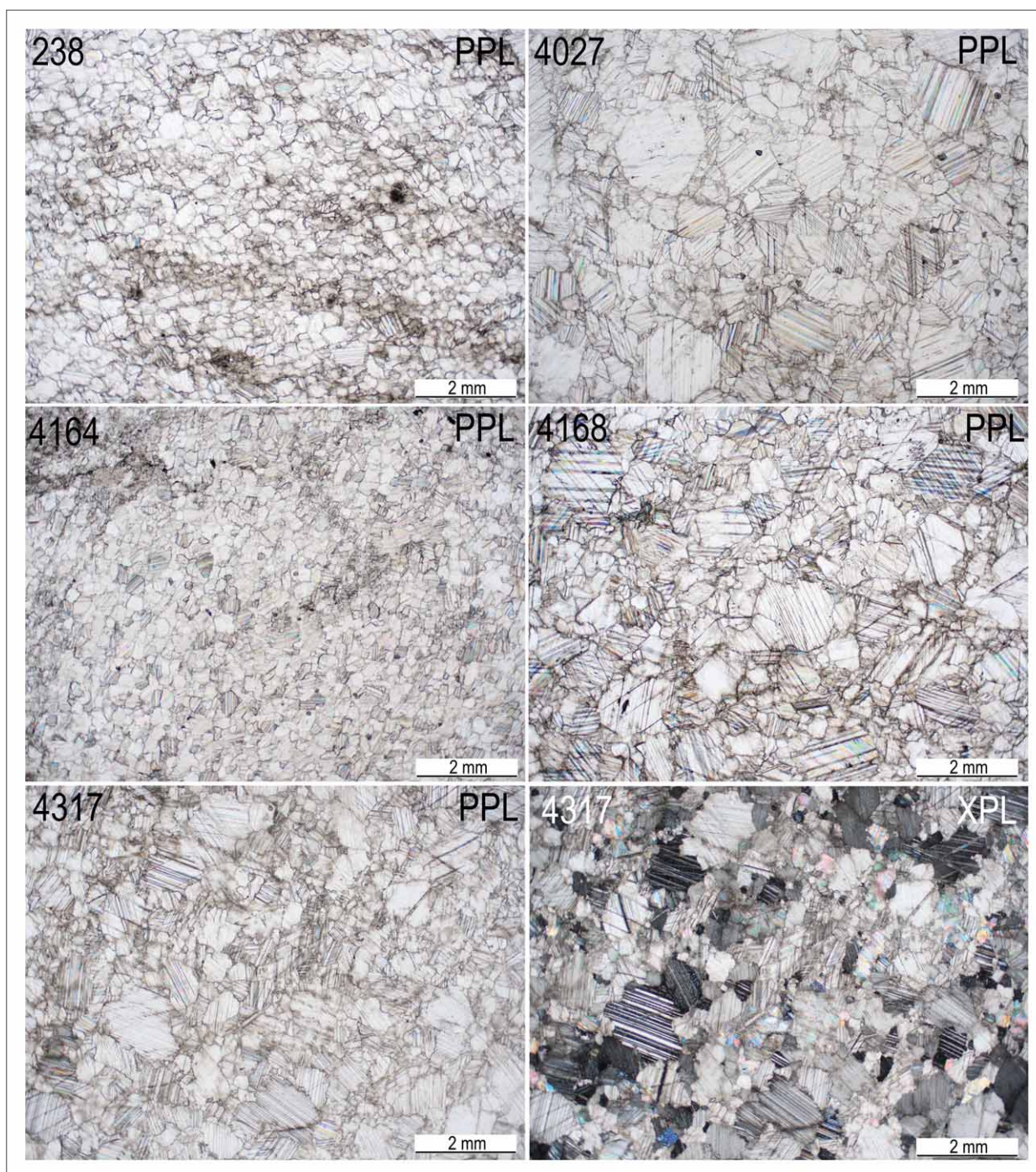
Vzorky 4164 a 283 reprezentují jemnozrnný mramor, zatímco ostatní vzorky jsou mramory hrubozrnné (obr. 4). Kromě rozdílů v maximální velikosti zrn (MGS) je nápadný výrazně menší rozptyl velikostí zrn u vzorků 238 a 4164, které vykazují nižší hodnotou MGS (obr. 5).

Maximální velikost zrn karbonátových minerálů (MGS) byla srovnána s daty Antonelliho a Lazzariniho (2015), obr. 5. U vzorků 4027, 4168 a 4317 byla shodně stanovena hodnota 2,25 mm, která odpovídá mediánu lokality Proconnesos a je blízká mediánům lokalit Paros-2(3) a Afrodiasias. Vzorky 238 a 4164 jsou jemnozrnější, MGS u nich dosahuje 0,85 a 0,65 mm. Dolní mez MGS pro Proconnesos dle Antonelliho a Lazzariniho (2015) dosahuje 0,65 mm. V případě této provenience by se MGS vzorků 238 a 4164 pohybovala blízko dolní hranice odlehklých hodnot pro Proconnesos, respektive zcela na ní. Hodnota vzorku 238 je nejbližší mediánům lokalit Docimium, Pentelicon, hodnota vzorku 4164 mediánům lokalit Göktepe a Hymettus (obr. 5).

Petrografická charakteristika studovaných vzorků je přehledně uvedena v e-příloze 5, tab. 1/5.

### Diskuze

Mramor z ravennských basilik (zejména sarkofágy, architektonická dekorace) je ve starší literatuře obvykle označován jako „bílý“, případně „řecký“, čímž je bez další konkretizace naznačen předpoklad jeho provenience (Farioli 1969; Martinelli 1968; Valenti Zucchini, Bucci 1968). Nechybí nicméně ani zmínky o přítomnosti prokonnéského mramoru (Rizzardi 2016). Klasifikace „prokonnéský mramor“ však zpravidla vychází z typologického srovnání s produkty „sériové“ výroby v antických prokonnéských lomech (především typické tvarosloví hlavic, dřívků a patek sloupů) a ze stylistického rozboru importovaných artefaktů, zejména sarkofágů, jejichž styl a vysoká kvalita provedení evokovala hypotézu, že se jedná o importy z Konstantinopole (Rizzardi 2016) a v neposlední řadě pak z historických zmínek o původu mramoru konkrétního artefaktu: prokonnéský mramor zmiňuje v několika případech ve svém díle *Liber pontificalis Ecclesiae Ravennatis* ravennský protohistorik z 9. stol. Andreas Agnellus



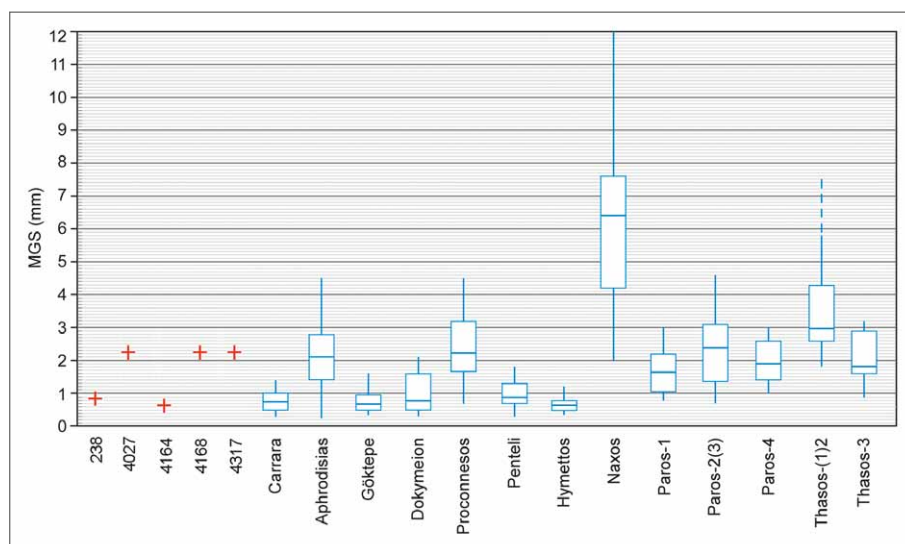
Obr. 4: Srovnání mikrostruktury studovaných vzorků (PPL = lineárně polarizované světlo, XPL = příčně polarizované světlo). Vzorky 238 a 4164 představují jemnozrnné, ostatní vzorky hrubozrnné, mramory.

Fig. 4: Comparison of the microstructure of studied samples; (PPL = plane polarized light, XPL = cross polarized light). Samples 238 and 4164 represent fine-grained, the other samples coarse-grained marbles.

(LPR L, LPR LXXVI, LPR XXVI). Orientaci obchodních kontaktů Ravenny zejména na jižní a východní oblasti antického Středomoří dokládá jak přítomnost dalších litotypů, které byly identifikovány na lokalitě San Severo v Classe: *Asia Minor*, pevninské Řecko a Egejské ostrovy, méně severní Afrika a Španělsko (Tůmová 2013), tak i nálezy keramiky, zejména transportních amfor (Augenti, Cirelli 2010).

Obecně se tedy předpokládá, že byl do Ravenny v 5. a 6. stol. importován mramor zejména z ostrova

Proconnesos (dnešní Marmara v Turecku), jenž byl v antice oblíbený (hojně začíná být využíván od 2. poloviny 1. stol., viz Attanasio et al. 2008; Moropoulou et al. 2019) nejen pro své kvality a dekorativní charakter v podobě šedého žilkování (srov. Amadori et al. 1998), které dokázali antičtí kameníci mistrně využít, ale i pro svou ekonomickou výhodnost, jak vyplývá ze srovnání cen jednotlivých mramorů uvedených v Diokleciánově Ediktu o maximálních cenách (*Edictum de maximis pretiis*), vydaného roku 301 (Cameron 1993), a v neposlední řadě



Obr. 5: Maximální velikost zrn kalcitu (dolomitu) – srovnání s diagramem pro středomořské mramory z publikace Antonelli a Lazzarini (2015).

Fig. 5: Maximum grain size (MGS) of calcite/dolomite – comparison with the diagram for Mediterranean marbles according to Antonelli and Lazzarini (2015).

i dopravní dostupnost (většina lomů se nacházela u severního pobřeží ostrova Proconnesos, tj. v blízkosti přístavu).

Vzhledem ke zmiňovaným historickým okolnostem, které vedly k postupnému utichání obchodní aktivity přístavu v Classe zejména v 8. stol., lze předpokládat, že masivní import mramoru do Ravenny můžeme časově zařadit přibližně do období od počátku 5. stol. do konce 7. stol., tedy do období pozdní antiky a současně do doby největšího rozmachu přístavu v Classe (srov. Augenti 2017) s tím, že ani před rokem 402 není vyloučen import mramoru i ze vzdálenějších středomořských lokalit – zejména s ohledem na skutečnost, že v bezprostřední blízkosti Ravenny se nenacházejí žádné lomy na mramor (karrarský mramor se přestává využívat v průběhu 3. stol.). Lze však předpokládat, že před usídlením císařského dvora v Ravenně byla poptávka po nákladném materiálu, jakým mramor bezesporu byl, podstatně skromnější. Díky existenci ravennského přístavu byl umožněn zámořský obchod, díky kanálu *Fossa Augusta* rovněž říční spojení po Pádu s ostatními regiony severní Itálie.

Mramor, z něhož jsou vyrobeny artefakty okruhu ravennského umění 5. a 6. stol. (sarkofágy, cancelli, architektonické články a dekorace), jimž je často přisuzována provenience z ostrova Proconnesos, by bylo možné popsat jako bílý až bílo-šedý, hrubozrný, často s přítomností výrazného šedého žilkování (dle řezu kamene buď v horizontálním kladu či v podobě nepravidelných skvrn). Tyto kvality sice patří mezi charakteristiky prokonneského mramoru, nikoli však výlučně, neboť podobné vlastnosti nalézáme např. u thaského mramoru (Amadori et al. 1998) a u dalších středomořských mramorů, např. u bílé variety mramoru z lokality Muğla (Göktepe). Výrazné paralelní žilkování ve spojitosti s hrubozrností je však jednou z (makroskopických) charakteristik prokonneského mramoru a poskytuje tak minimálně vodítko k určení provenience (srov. Antonelli, Lazzarini 2015). Mezi různými varietami prokonneského mramoru však

můžeme sporadicky nalézt rovněž jemnozrný mramor (MGS dle Attanasia menší než 1 mm), a to zejména v západní části ostrova, např. na lokalitách Altintaş, Mandira, Suleyman (Attanasio et al. 2006; Attanasio et al. 2008).

Pro spolehlivější určení provenience mramoru je nezbytné podrobit vybrané vzorky kombinaci mineralogických, petrografických a geochemických analýz a srovnat výsledky s referenčními databázemi středomořských mramorů, těžených v antice (srov. Antonelli et al. 2016), neboť makroskopická hlediska nepředstavují diskriminační

faktory pro navržení provenience bílých mramorů. Díky nedávnému rozsáhlému vzorkování D. Attanasia, M. Brillioho a M. Bruna, v rámci něhož bylo analyzováno 397 vzorků mramoru z většiny lokalit, na nichž probíhala těžba v antice, a rovněž z moderních lomů na ostrově Marmara, je nyní k dispozici referenční databáze nejrozmanitějších variet prokonneského mramoru (Attanasio et al. 2008). Data o přítomnosti akcesorických minerálů ve vzorcích ze zdrojových lokalit však dosud nelze považovat za dostatečná.

#### Vzorek 238

Na základě poměrů obsahů stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  (viz obr. 3 a e-příloha 4) a hodnot MGS (obr. 5) lze u vzorku 238 usuzovat na zdrojové lokality Docimium (Íscehisar u Afyonu v Turecku) nebo Pentelicon, nejsou však vyloučeny ani lokality Proconnesos, Thasos 3 a Afrodisias (stanovená hodnota MGS je pro tyto lokality hraniční). Obsah dolomitu je zde relativně vysoký, 5,2%. Identifikované akcesorické minerály u vzorku 238 jsou křemen, muskovit, flogopit, apatit, pyrit, některý z polymorfů  $\text{TiO}_2$ . Apatit nelze nicméně považovat za diskriminační faktor, neboť je obsažen u většiny hlavních zdrojových lokalit středomořských mramorů, těžených v antice (Capedri, Venturelli 2004). Křemen je jako indikátor provenience využitelný pouze obtížně, protože jako akcesorie se vyskytuje ve většině karbonátových hornin včetně mramoru. Antonelli a Lazzarini (2015) uvádějí flogopit jako charakteristickou akcesorii pro lokalitu Proconnesos. Vzhledem k přítomnosti flogopitu ve vzorku 238 lze předpokládat jeho původ z Proconnesu a to i přesto, že hodnota MGS je na dolní hranici rozptylu pro tuto lokalitu. Flogopit se vyskytuje i v thaském mramoru, který však neobsahuje dolomit (Capedri et al. 2004), jenž je ve vzorku 238 obsažen, a to dokonce v množství nad 5 hm. %, čímž lze provenienci z Thasu vyloučit. Rovněž oxidy titanu, obsažené ve vzorku, se vyskytují u prokonneského mramoru

(srov. Capedri, Venturelli 2004). Provenience vzorku 238 je tedy s největší pravděpodobností Proconnesos, resp. Proconnesos 2, což je méně častá varieta prokonnéského mramoru, lokalizovaná do oblasti východního Çamlıku v okolí Aksoy (Attanasio, Brilli, Bruno 2008).

#### **Vzorek 4164**

Kombinace hodnot stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  (viz obr. 3 a e-příloha 4) a MGS (obr. 5) vylučuje u vzorku 4164 provenienci z Prokonnésu. V úvahu připadají zejména lokality Hymettus, Göktepe (Muğla), nebo Docimium, není vyloučena lokalita Afrodiasias (MGS na hranici pole). Identifikované akcesorické minerály jsou u vzorku 4164 flogopit, chlorit, apatit, zirkon,  $\text{TiO}_2$ , kaolinit. Z hlediska přítomnosti akcesorických minerálů (zejména přítomnost chloritu) by bylo možné u tohoto vzorku usuzovat na nejpravděpodobnější zdrojovou lokalitu Docimium, neboť chlorit je typický právě pro tuto oblast (Antonelli a Lazarini, 2015) a obsahy stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  i MGS jí rovněž odpovídají. Zöldföldi, Satir (2003) však ve vzorcích mramoru z lokality Afyon (Docimium) chlorit neindikují, naproti tomu je indikován u mramoru pocházejícího z lokality Muğla (tamtéž). Antonelli a Lazarini (2015) uvádějí chlorit jako charakteristický akcesorický minerál mramoru z oblasti Docimium (dnešní Turecko). Chlorit je dle Antonelliho a Lazzariniho (2015) typický rovněž pro pentelský mramor a pro dolomitickou varietu thaského mramoru (srov. Capedri, Venturelli 2004). Lokality Pentelicum a Thasos však u tohoto vzorku vylučují buď hodnoty stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  nebo MGS. Vzorek 4164 nicméně obsahuje také flogopit, typický zejména pro prokonnéský mramor – provenienci z Prokonnésu však neodpovídají hodnoty MGS. Přítomnost, či naopak absence akcesorií však není samostatným diskriminačním faktorem, je vždy třeba uvažovat v souvislosti s ostatními naměřenými hodnotami, zejména hodnot stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  a MGS. Obsahy akcesorií se rovněž mohou lišit v závislosti na konkrétní části vzorku, použité pro provedení analýz (srov. Zöldföldi, Satir 2003). Vzorek neobsahuje plagioklas, jenž je uváděn jako charakteristický akcesorický minerál pro mramory z Afrodiasias (Antonelli, Lazzarini 2015). Z hlediska mikrostruktury lze vzorek 4164 přirovnat k mramoru z lokality Muğla – Göktepe (Antonelli, Lazzarini 2015). Z výše uvedeného vyplývá, že provenience tohoto vzorku není zcela jednoznačná, nicméně lokality Göktepe (Muğla), případně Docimium, se jeví jako nejpravděpodobnější z uvažovaných lokalit.

Skupina tří vzorků (4027, 4168, 4317) vykazuje podobné hodnoty stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  a identické hodnoty MGS. U vzorku 4027 připadají v úvahu zejména lokality Proconnesos (1), Paros-2 a Thasos 3. U vzorku 4168 lokality Proconnesos (1), nebo Paros-2 a u vzorku 4317 lokality Proconnesos (1), Paros-1, Paros-2, Afrodiasias, případně Naxos. Průnik hodnot všech tří vzorků ukazuje buď na provenienci z Prokonnésu, nebo z Paru (zejména Paros-2). Prochaska, Attanasio (2012) i Attanasio, Brilli, Bruno (2008) zmiňují úskalí problematické diskriminace mezi prokonnéským a parským mramorem (zejména varieta Paros-2). Capedri, Venturelli (2004) uvádějí absenci

dolomitu v parském mramoru. Všechny tři vzorky vykazují obsah dolomitu v hodnotách 0,6–1,4 hm. %, což vylučuje zdrojovou lokalitu Paros.

#### **Vzorek 4027**

Ze srovnání hodnot stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  (viz obr. 3 a e-příloha 4) a hodnot MGS (obr. 5) přichází v úvahu zdrojové lokality Proconnesos, Paros-2 a Thasos-3, vyloučeny nejsou lokality Paros-1 a Thasos-1 (2). Identifikovaná asociace akcesorických minerálů zahrnuje: dolomit, křemen, muskovit, flogopit, apatit, titanit a pyrit. Z hlediska přítomnosti flogopitu je možná provenience jak z Prokonnésu (Proconnesos-1) tak z Thasu (Thasos-3), neboť flogopit je typickou akcesorií nejen pro prokonnéský, ale i thaský mramor (Capedri, Venturelli 2004). Thaský a parský mramor však neobsahuje dolomit (Capedri et al. 2004), jenž je ve vzorku obsažen (0,6 hm. %), čímž je provenience z Thasu a Paru vyloučena (thaský mramor vykazuje kalcitické, nebo čistě dolomitické variety, (srov. Tůmová et al. 2016). Lze tedy konstatovat, že pravděpodobná provenience vzorku 4027 je Proconnesos (resp. Proconnesos 1).

#### **Vzorek 4168**

Ze srovnání hodnot stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  (viz obr. 3 a e-příloha 4) a hodnot MGS (obr. 5) vychází jako možné provenience pouze lokality Proconnesos, nebo Paros-2, případně Paros-1. U vzorku 4168 byly jako akcesorické minerály identifikovány pouze dolomit, křemen, muskovit a apatit. Přestože ve vzorku nebyly identifikovány některé akcesorické minerály, které jsou typické pro lokalitu Proconnesos (flogopit, oxidy titanu apod.), kombinace výsledků hodnot stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  a MGS ukazují na možnou provenienci Proconnesos-1, Paros-1 a Paros-2. Vzhledem k přítomnosti dolomitu ve vzorku (0,7 hm. %) lze vyloučit jako zdrojovou lokalitu Paros, neboť v parském mramoru prokázána nebyla (Capedri, Venturelli 2004). Provenienci mramoru je tedy s největší pravděpodobností možno určit jako Proconnesos, resp. Proconnesos 1, jedná se tedy o rozšířenější varietu prokonnéského mramoru (viz Attanasio, Brilli, Bruno 2008).

#### **Vzorek 4317**

Na základě srovnání poměrů obsahů stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  (viz obr. 3 a příloha 4) a hodnot MGS (obr. 5) připadají v úvahu lokality Proconnesos, Paros-2, nebo Afrodiasias, nejsou vyloučeny ani lokality Paros-1 a Naxos. Přítomné akcesorické minerály jsou dolomit, křemen, muskovit, flogopit, pyrit, sfalerit a některý z polymorfů  $\text{TiO}_2$ , fluorit.

Z hlediska přítomnosti dolomitu lze vyloučit jako zdrojovou lokalitu Paros a Naxos (Capedri, Venturelli 2004). V úvahu tedy připadají pouze lokality Proconnesos (1) a Afrodiasias. U mramoru z Afrodiasias je uváděn jako charakteristický akcesorický minerál plagioklas a muskovitická slída paragonit (Antonelli, Lazzarini 2015). Plagioklas ve vzorku 4317 identifikován nebyl, je zde

však přítomen muskovit. Přítomnost flogopitu ukazuje na zdrojovou lokalitu Proconnesos, resp. Proconnesos-1.

Vyhodnocení provedených analýz všech pěti studovaných vzorků ukazuje na podobnou provenienci u čtyř z nich (238, 4027, 4168 a 4317) z ostrova Proconnesos (varietu Proconnesos 1 nebo Proconnesos 2). Na základě srovnatelnosti obsahů stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  ve vzorcích 4027, 4168, 4317 a identických hodnot MGS lze zde usuzovat na stejnou provenienci, a to Proconnesos 1. U vzorku 4164 není provenienci zcela jednoznačná, jako nejpravděpodobnější se jeví lokality Göktepe (Muğla), nebo Docimium.

### Závěr

Za účelem identifikace pravděpodobné provenienci bylo na základě makroskopického vyhodnocení archeologického materiálu z klášterního komplexu San Severo v Classe pro studium vybráno pět vzorků bílo-šedého mramoru. Základními parametry, které byly srovnány s referenčními databázemi nejrozšířenějších bílých, resp. i bílo-šedých mramorů těžených v antice (Antonelli, Lazzarini 2015; Capedri, Venturelli 2004), byly obsahy stabilních izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{18}\text{O}$ , velikost zrn karbonátů a asociace akcesorických minerálů. Výsledky s vysokou pravděpodobností potvrdily východní provenienci z antických lokalit, nacházejících se v dnešním pevninském a ostrovním Turecku. Vzorek 238 pochází pravděpodobně z Proconnesu (resp. jedná se o méně rozšířenou varietu Proconnesos 2), vzorky 4027, 4168 a 4317 z Proconnesu (resp. jedná se o rozšířenější varietu z lokality Proconnesos 1). Provenienci vzorku 4164 není zcela jednoznačná, nicméně z uvažovaných maloasijských lokalit se jako nejpravděpodobnější jeví Göktepe (Muğla), případně Docimium. Prokonneský mramor byl jedním z nejpoužívanějších mramorů v antice a jeho rozšíření je

doloženo prakticky v celém Středomoří. Z lomů v Proconnesu se vyvážel hojně již od 2. pol. 2. stol. (Attanasio, Brilli, Bruno 2008).

Provenienci z Prokonnesu, jež se pro oblast Ravenny obecně předpokládá, byla tedy stanovena u čtyř z pěti zkoumaných vzorků (238, 4027, 4168, 4317). Navržená provenienci v souladu s historickými daty potvrzuje předpokládanou převažující východní orientaci pozdně antických obchodních kontaktů Ravenny s regiony východořímské říše, zejména se západními oblastmi dnešního Turecka.

Vzhledem k tomu, že v 8. stol. již byla činnost přístavu v Classe zásadním způsobem omezená, a že se přístav nacházel ve špatném technickém stavu, v neposlední řadě že docházelo k pozvolnému, leč nezvratnému procesu zanášení mořského dna, není pravděpodobné, že by Ravenna figurovala i v raném a vrcholném středověku v dálkovém (zámořském) obchodu. Přestože vybrané vzorky pocházejí z vrstev kláštera datovaných od 11. do 15. stol., je nutné vycházet z předpokladu, že mramor ze vzdálených středomořských oblastí byl do přístavu v Classe dovezen dříve, než byl použit v rámci četných přestaveb klášterního komplexu. Je proto zřejmé, že byl v průběhu středověkých přestaveb využíván starší materiál z okolních nepoužívaných staveb, případně z dochovaných zásob mramoru v přístavních depositech, které u přístavu v Classe s největší pravděpodobností existovaly.

### Poděkování

*Tato práce vznikla za podpory projektu „Kreativita a adaptabilita jako předpoklad úspěchu Evropy v propojeném světě“ reg. č.: CZ.02.1.01/0.0/0.0/16\_019/0000734, financovaného z Evropského fondu pro regionální rozvoj; a za finanční podpory Ministerstva dopravy v rámci programu dlouhodobého koncepčního rozvoje výzkumných organizací.*



## Literatura

- Amadori, M. L., Lazzarini, L., Mariottini, M., Pecoraro, M., Pensabene, P. (1998). Determinazione della provenienza dei marmi usati per alcuni monumenti antichi di Roma. – In: Pensabene, P. (ed.): *Marmi Antichi. II. Cave e tecnica di lavorazione, provenienze e distribuzione*, Studi Miscellanei, 31, Řím, 45–55.
- Antonelli, F., Santi, P., Renzulli, A., Santoro Bianchi, S. (2016). The architectural reuse of Roman marble and stone spolia in the Early Medieval Monte Sorbo church (Sarsina, central Italy), in *Archaeometry* 58, 3 (2016), 353–370. <https://doi.org/10.1111/arc.12170>
- Attanasio, D., Brilli, M., Ogle, N. (2006). *The Isotopic Signature of Classical Marbles*, series: *Studia Archaeologica* (Book 145), Rome, 336 s.
- Attanasio, D., Brilli, M., Bruno, M. (2008). The Properties and Identification of Marble from Proconnesos (Marmara Island, Turkey): A New Data Including Isotopic, EPR and Petrographic Data. – *Archaeometry* 50(5), 747–774. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.2007.00364.x>
- Augenti, A., Cirelli, E. (2010). Classe: un osservatorio privilegiato per il commercio della tarda antichità. – In: Menchelli, S., Santoro, S., Pasquinucci, M., Guiducci, G. (eds): *BAR International Series 2185 (II) 2010: LRCW3. Late Roman Coarse Wares, Cooking Wares and Amphorae in the Mediterranean. Archaeology and archaeometry. Comparison between western and eastern Mediterranean.*, Oxford: Archaeopress, s. 605–615.
- Augenti, A., Begnozzi, I., Bondi, M., Cirelli, E., Ferreri, D., Malaguti, C., Scozzari, P. (2012). Il monastero di San Severo a Classe: risultati delle campagne di scavo 2006–2011, VI Congresso nazionale di archeologia medievale, 238–245.
- Augenti, A. (2017). Classe. La topografia, i monumenti. In: Augenti, A., Christie, N., Laszlovsky, J., Ripoll, G. (eds): *La Basilica di San Severo a Classe. Scavi 2006*. Bononia University Press. ISBN: 978-88-6923-174-2. 254 s., 2–3.
- Cameron, A. (1993). *The Later Roman Empire (AD 284–430)*, Cambridge, 238 s.
- Capedri, S., Venturelli, G. (2004). Accessory minerals as tracers in the provenancing of archaeological marbles, used in combination with isotopic and petrographic data. – *Archaeometry* 46, 4 (2004), 517–536. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.2004.00171.x>
- Capedri, S., Venturelli, G., Photiades, A. (2004). Accessory minerals and  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of marbles from the Mediterranean area. – *Journal of Cultural Heritage*, 5, 27–47.
- Farioli, R. (1969). La scultura architettonica. Basi, capitelli, pietre d'imposta, pilastri e pilastrini, plutei, pulvini. – In: Bovini, G. (ed.): *Corpus III, Corpus della scultura paleocristiana bizantina ed altomedievale di Ravenna*. Řím, 1–91.
- Farioli, R. (1983). Edifici paleocristiani di Classe: Stato attuale delle ricerche e problemi. – In: Montanari, G. B. (ed.): *Ravenna e il porto di Classe: venti anni di ricerche archeologiche tra Ravenna e Classe*, Bologna, 23–51.
- Christie, N. (2017). The Basilica and the mausolea. – In: Augenti, A., Christie, N., Laszlovsky, J., Ripoll, G. (eds): *La Basilica di San Severo a Classe. Scavi 2006*. Bononia University Press, 254 s., 3–4.
- Martinelli, P.A. (1968). Altari, amboni, cibori, cornici, plutei con figure di animali e con intrecci, transenne e frammenti vari. – In: Bovini, G. (ed.) *Corpus I, Corpus della scultura paleocristiana bizantina ed altomedievale di Ravenna*, Řím, 1–85.
- Moropoulou, A., Delegou, E.T., Apostolopoulou, M., Kolaiti, A., Papatrechas, Ch., Economou, G., Mavrogonatos, C. (2019). The White Marbles of the Tomb of Christ in Jerusalem: Characterization and Provenance. – *Sustainability*, 11, 2495, open access: <https://www.mdpi.com/2071-1050/11/9/2495/htm>, 1–32.
- Prochaska, W., Attanasio, B. (2012). Tracing the origin of marbles by inclusion fluid chemistry. – In: Gutiérrez Garcia-M. A., Lapuente Mercadal, P., Rodà de Llanza, I. (eds): *Interdisciplinary Studies on Ancient Stone. Proceedings of the IX Association for the Study of Marbles and Other Stones in Antiquity (ASMOSIA) Conference (2009)*, Tarragona, 230–237.
- Rizzarda, C. (2016). Ravenna, il suo porto e i suoi orizzonti mediterranei: l'importazione di materiali marmorei fra dinamiche commerciali ed ideologiche (V – VI secolo), *Hortus Artium Medievalium*, Vol. 22, 190–199.
- Sekavová, H. (2006). *Ravennské figurální a symbolické sarkofágy 4.–6. st. po Kr.* Ikonografie, typologie a chronologie ravennských sarkofágů. Diplomová práce. Filozofická fakulta Univerzity Karlovy, 183 s.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Foerster, H. J., Trumbull, R. B. (1997). On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61(409), 809–834.
- Tůmová, H. (2013). *Il commercio del marmo a Ravenna nella Tarda Antichità: i materiali del complesso di San Severo*, Ph.D. Thesis, Filozofická fakulta Karlovy Univerzity v Praze, Università degli Studi di Bologna.
- Tůmová, H., Augenti, A., Kuchařová, A., Cirelli, E., Prikryl, R. (2016). Late Antique marble trade: new insights obtained from stone artefacts from the San Severo complex (Ravenna, Italy). – In: Prikryl, R., Török, Á., Gomez-Heras, M., Miskovsky, K. & Theodoridou, M. (eds): *Sustainable Use of Traditional Geomaterials in Construction Practice*. Geological Society, London, Special Publications, 416., 35–46.
- Tůmová, H., Cirelli, E. (2019). Reimpiego e spolia nella tarda Antichità alla luce del materiale litico proveniente dal complesso archeologico di San Severo a Classe. – *Studia Hercynia*, XXIII/1, 55–78. <http://hdl.handle.net/20.500.11956/117074>.
- Valenti Zucchini G., Bucci, M. (1968). I sarcofagi a figure e a carattere simbolico. – In: Bovini, G. (ed.): *Corpus II, Corpus della scultura paleocristiana bizantina ed altomedievale di Ravenna*. Řím, 1–66.
- Zöldföldi, J., Satir, M. (2003). Provenance of the White Marble Building Stones in the Monuments of Ancient Troia. – In: Wagner, G.A., Pernicka E., Uerpmann HP. (eds): *Troia and the Troad, Natural Science in Archaeology*. Springer, Berlin, Heidelberg, 203–222.

## Použité zkratky

- LPR Andreas Agnellus Ravennatensis. Liber pontificalis ecclesiae Ravennatis [online], in Carducci, G. – Fiorini, V. 1917: *Rerum Italicarum Scriptores*. Raccolta degli storici italiani dal cinquecento al millecinquecento ordinata da L. A. Muratori Tomo II – Parte III, Bologna: Nicola Zanichelli. Dostupné na: [http://www.documentacatholicaomnia.eu/04z/z\\_0805-0846\\_\\_Agnellus\\_\[Andreas\]\\_Ravennatensis\\_\\_Liber\\_Pontificalis\\_Ecclesiae\\_Ravennatis\\_\\_LT.doc.html](http://www.documentacatholicaomnia.eu/04z/z_0805-0846__Agnellus_[Andreas]_Ravennatensis__Liber_Pontificalis_Ecclesiae_Ravennatis__LT.doc.html), 13. 11. 2020.

# Rekonstrukce průběhu říčních koryt s použitím elektrické odporové tomografie

Reconstruction of the fluvial channel planform topography based on ERT data

Slavomír Nehyba<sup>1</sup> ✉, Petr Dresler<sup>2</sup>, František Kuda<sup>3</sup>, Karel Kirchner<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika

<sup>2</sup> Ústav archeologie a muzeologie, FF MU, Arna Nováka 1, 602 00 Brno, Česká republika

<sup>3</sup> Oddělení environmentální geografie pobočka Brno, Ústav geoniky AV ČR, v. v. i., Drobného 28, 602 00 Brno, Česká republika

## Key words:

ERT profiles, succession of fluvial channels, planform topography, fluvial style, depositional architecture

✉ slavek@sci.muni.cz

## Editor:

Pavla Tomanová Petrová

## Abstract

Set of parallel oriented ERT profiles was used for identification of fluvial channels in the area near the Western Gate of the Great Moravia Empire agglomeration Pohansko near Břeclav. Three infills of fluvial channels were identified within the ERT profiles, which erosively cut the complex of flood loams. The dimensions of these channels are compared, together with the distribution of individual architectural elements of the channel. Planform topography of individual channels is used for evaluation of fluvial style. Whereas Early Medieval age of the sedimentary infill of the uppermost channel was proved, the two lower channels are supposed to be Upper Pleistocene to Early Holocene in age. The highly irregular relief of the Pannonian clays of the Vienna Basin forms the Pre-Quaternary basement.

## Úvod

Říční koryta v reakci na přínos sedimentu a tvorbu depozičního prostoru erodují, migrují laterálně, agradují ve stabilní pozici, nebo kombinují agradaci a laterální migraci (agradují šikmo) (Makaske 2001). V rámci fosilních koryt představuje evidenci koryta jeho sedimentární záznam. Směr ukládání/přirůstání sedimentů výplně koryta určuje výslednou geometrii tělesa těchto sedimentů. Sedimenty výplně koryta (Miall 1996) však mohou mít významně odlišné rozměry proti původnímu korytu vyplněnému vodním tokem. Gibling (2006) dokládá, že tyto sedimenty dosahují 10–100násobek šířky původního rozměru koryta. Charakteristiky říčního koryta (průběh v horizontální rovině, sinusoidita, poměr hloubka a šířka, tendence k tvorbě druhotných koryt, způsob transportu materiálu a jeho charakter, ...) jsou využívány ke geologické klasifikaci a typologii vodních toků. Rozsáhlé komplexní průzkumy proběhly např. v nivním prostředí na dolním toku Moravy v Přírodním parku Strážnické Pomoraví, kde soubor informací o architektuře nivních uloženin, charakteru prostředí i jeho časovém zařazení, bývá označován jako sedimentární archiv (např. Kadlec et al. 2009; Stehlík, Kadlec 2012). Získané poznatky o dynamice vývoje říčního toku v přirozeném reliéfu údolní nivy umožňují získat představu o charakteru říčního vzorce i rychlosti vývoje říčního koryta (např. Ondruch, Máčka 2015; Ondruch et al. 2018) při možnosti aplikace i do zájmové oblasti.

Pro klasifikaci vodních toků na základě charakteru říčních koryt bývají využívány jiné metodické postupy při hodnocení moderních, recentních a fosilních sedimentů. Zatímco fosilní geologický záznam je obvykle hodnocen z vertikálních profilů, tak moderní sedimenty jsou hodnoceny z horizontálního

## Doporučená citace článku:

Nehyba, S., Dresler, P., Kuda, F., Kirchner, K. (2021). Rekonstrukce průběhu říčních koryt s použitím elektrické odporové tomografie. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 60–66.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-15461>

profilu. Recentní záznam může být dále významně modifikován lidskou aktivitou. Pokusili jsme se rekonstruovat průběh několika kvartérních říčních koryt, která byla zachycena především geofyzikálně (pomocí elektrické odporové tomografie – ERT) a nejsou dnes v terénu patrná. V současnosti je metoda ERT široce využívána od inženýrské, ložiskové nebo environmentální geologie po sedimentologii, hydrogeologii, a také archeologii (např. Mussett, Khan 2000; Drahor et al. 2008; Komórczy et al. 2014; Dostál et al. 2014; Papadopoulos et al. 2014; Stan, Stan-Kleczek 2014). Na samotné lokalitě Pohansko byla metoda také využita opakovaně (Petřík et al. 2019; Nehyba et al. 2020).

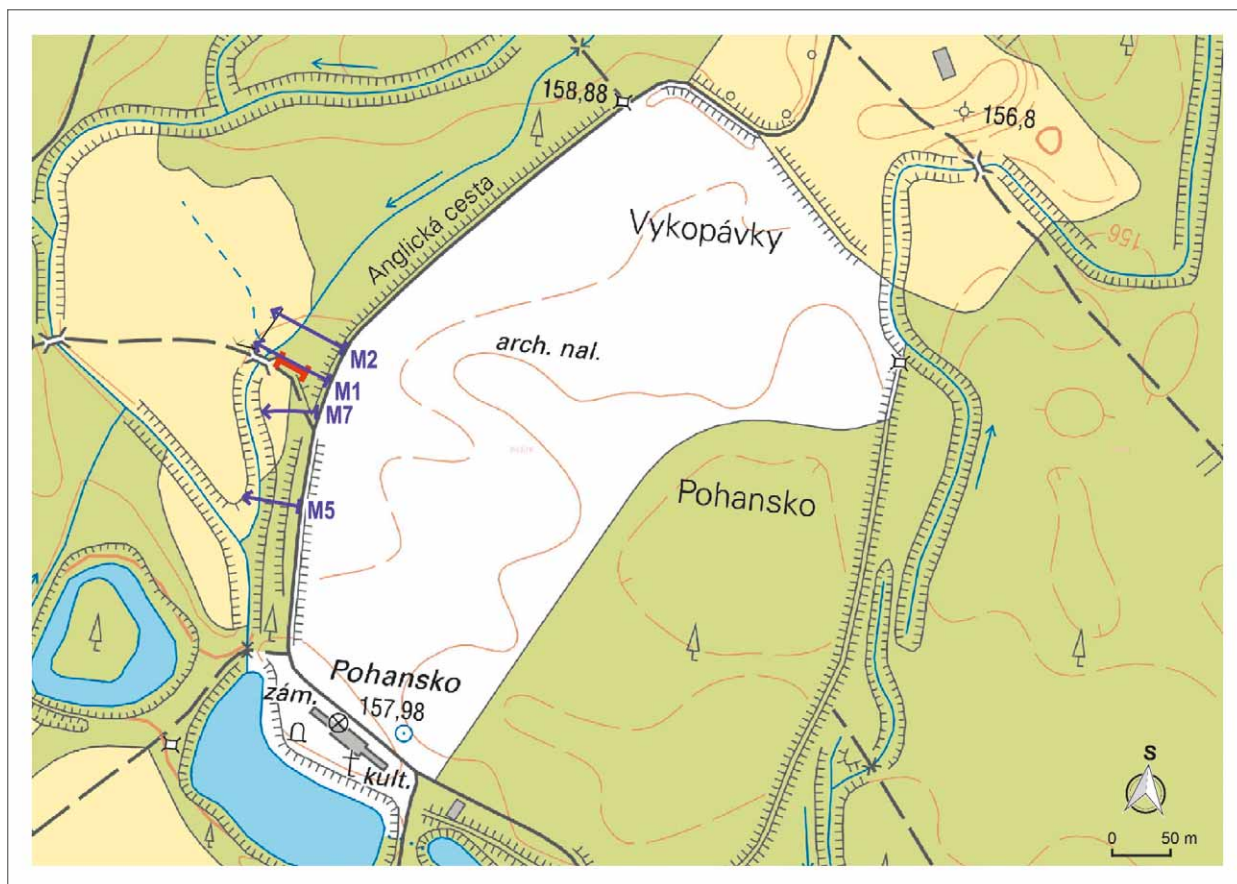
### Metodika

V širším prostoru z. brány hradiště Pohansko byly vytyčeny a následně změřeny čtyři geoelektrické profily metodou elektrické odporové tomografie (ERT). Metoda ERT spočívá v zavádění elektrického proudu do zemského povrchu skrze multielektrodové kabely uzemněné pomocí elektrod. Stejnoseměrný proud je mezi elektrodami systematicky přepínán, čímž dochází k proměření odlišných hloubkových úrovní (pseudovrstev). Hloubkový dosah určuje aktivní délka roztažení multielektrodových kabelů, přičemž delší roztažení dosahuje větší teoretické hloubky. Prostorové rozlišení vlastního záznamu primárně určuje zvolená vzdálenost mezi elektrodami, kdy menší krok mezi nimi poskytuje detailnější rozlišení. Pro měření

byla využita aparatura ARES (výrobce GF Instruments, s.r.o., Česká republika) a 6 až 9 sekcí aktivních multielektrodových kabelů.

Nejprve byly provedeny dva profily označené jako M1 a M2, které byly následně doplněny průzkumnou rýhou (T2) v délce asi 26 m a hloubce kolem 2 m lokalizovanou poblíž profilu M1. Výsledky této etapy studia jsou popsány v příspěvku Nehyba et al. (2020) a jedním z poznatků průzkumu bylo detailní poznání příporchové geologické stavby zájmové oblasti i verifikace výsledků i případných interpretací ERT měření. Následně byly směrem k JZ vytyčeny a změřeny další dva geoelektrické profily, které byly označeny M5 a M7. Rozmístění profilů v zájmové oblasti je prezentováno na obrázku 1. Nové ERT profily byly voleny generelně souhlasně s průběhem starších profilů tak, aby probíhaly víceméně kolmo na předpokládaný průběh průzkumnou rýhou ověřeného raně středověkého koryta. V ideálním případě by tato distribuce profilů mohla vypovídat asi o 300 m laterálního průběhu tohoto koryta.

Prostorová pozice profilů a jejich výškopis byly získány kombinací údajů z LiDARu, GNSS zaměření (globální navigační satelitní systémy; GPS, GLONASS s využitím GNSS přijímač Leica NetRover GS08 v režimu RTK) a terénních náčrtů. Celková délka naměřených ERT profilů byla 236,4 m, přičemž délka jednotlivých profilů se pohybovala v rozmezí 47 až 71 m při rozestupu elektrod 1 m a typu uspořádání Wenner-Schlumberger.



Obr. 1: Lokalizace zájmového území a lokalizace měřených ERT profilů (M1, M2, M5 a M7).

Fig. 1: Location of the area of interest and location of the measured ERT profiles (M1, M2, M5 and M7).

Naměřené ERT profily 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 ( $R_m$ ). Delší časové rozestupy mezi etapami měření mohou být spojeny s dílčími změnami odporových podmínek na lokalitě v důsledku různé půdní vlhkosti. Z daného důvodu byly vedle vizualizace profilů v jednotné barevné stupnici zpracovány i grafické náhledy na bloky modelových odporů se specifickým rozčleněním hodnot pro každý profil. Srovnání specifické blokové a jednotné interpolované vizualizace tak slouží ke kontrole rozpoznatelného zobrazení anomálií pro případy, kdy by jednotná barevná stupnice zhladila drobnější rozdíly v záznamech.

### Výsledky

Výsledky geoelektrického profilování jsou znázorněny na obrázku 2. Pouhé vizuální srovnání jednotlivých profilů ukazuje na podobnost v rozložení polí rezistivit i nehomogenit.

Počátek profilů (SE, E) byl vždy lokalizován na okraj asfaltové komunikace, která vede po elevaci označované Dreslerem (2011) jako destrukce opevnění. Svah destrukce opevnění je v zájmovém prostoru významně prudší a kratší v rámci s. profilů. Směrem k J dochází k jeho zplošťování a také rozšiřování. Od destrukce opevnění směrem k SZ, Z nebo ZSZ se dostáváme na plochý akumulací povrch údolní nivy s moderně zahloubenou vodotečí zastiženou třemi profily (M1, M2 a M5). Na plochém profilu údolní nivy je občas zastižena určitá terénní vlna (snad snížená část duny – dle Dreslera 2011).

V zájmovém prostoru bylo naměřeno relativně široké pole hodnot rezistivity. Na bázi všech profilů vystupuje horninové těleso s nízkými hodnotami rezistivity a jejich homogenní distribucí. Nápadný je proměnlivý a vcelku nerovný průběh svrchní hranice tohoto tělesa. V řezech M2 a M1 je viditelné zvlnění svrchní hranice tohoto tělesa s výškou skoku až k 5 m a to na vzdálenost několika metrů. Svrchní hranice se nachází přibližně v nadmořské výšce 147–149 m. V kratších řezech M7 a M5 bylo toto horninové těleso zastiženo pouze v omezené míře.

V nadloží vykazují horninové soubory zřetelně vyšší hodnoty rezistivity spolu s jejich komplikovanější vertikální a laterální distribucí. Generelně nejvyšší hodnoty rezistivity lze pozorovat v rámci několika akumulací/těles. První takové těleso (F) se nachází poblíže povrchu v levé/východní části profilu, kde jeho svrchní hranice kopíruje z.-sz. ukloněný povrch terénu a jeho nápadně plochá a horizontální báze se nachází přibližně v nadmořské výšce 154 m. Východní okraj tohoto tělesa nebyl na profilech zastižen, sz. až z. okraj má charakter relativně rychlého ukončení (viz profily M1, M2 a M5) nebo pozvolného vyklínění (viz profil M7). Tímto vnějším omezením získává těleso F nepravidelně blokovitý až klínovitý tvar, s laterálním rozsahem (délkou) na jednotlivých profilech asi 15 až 20 m a maximální mocností 2 až 4 m. Vzhledem k pozici na okraji geoelektrických profilů je však jejich

vertikální dosah omezen. Vnitřně se těleso F na základě hodnot odporu  $R_m$  jeví na většině profilů (s výjimkou M2) jako částečně nehomogenní, což dovoluje jeho rozdělení na dvě dílčí části. Terminální v. část tělesa, označená jako F1, vykazuje uniformně vysoké hodnoty odporu  $R_m$  a je razantně vertikálně omezena směrem k Z (výška skoku až 2 m). Těleso F1 má blokový charakter. Západněji ležící část, označená jako F2, má nepravidelný průběh svrchní hranice daný reliéfem a následně klínovitý až ploše čokovitý tvar. Tato část se také vyznačuje vnitřně komplikovanějším rozložením odporů.

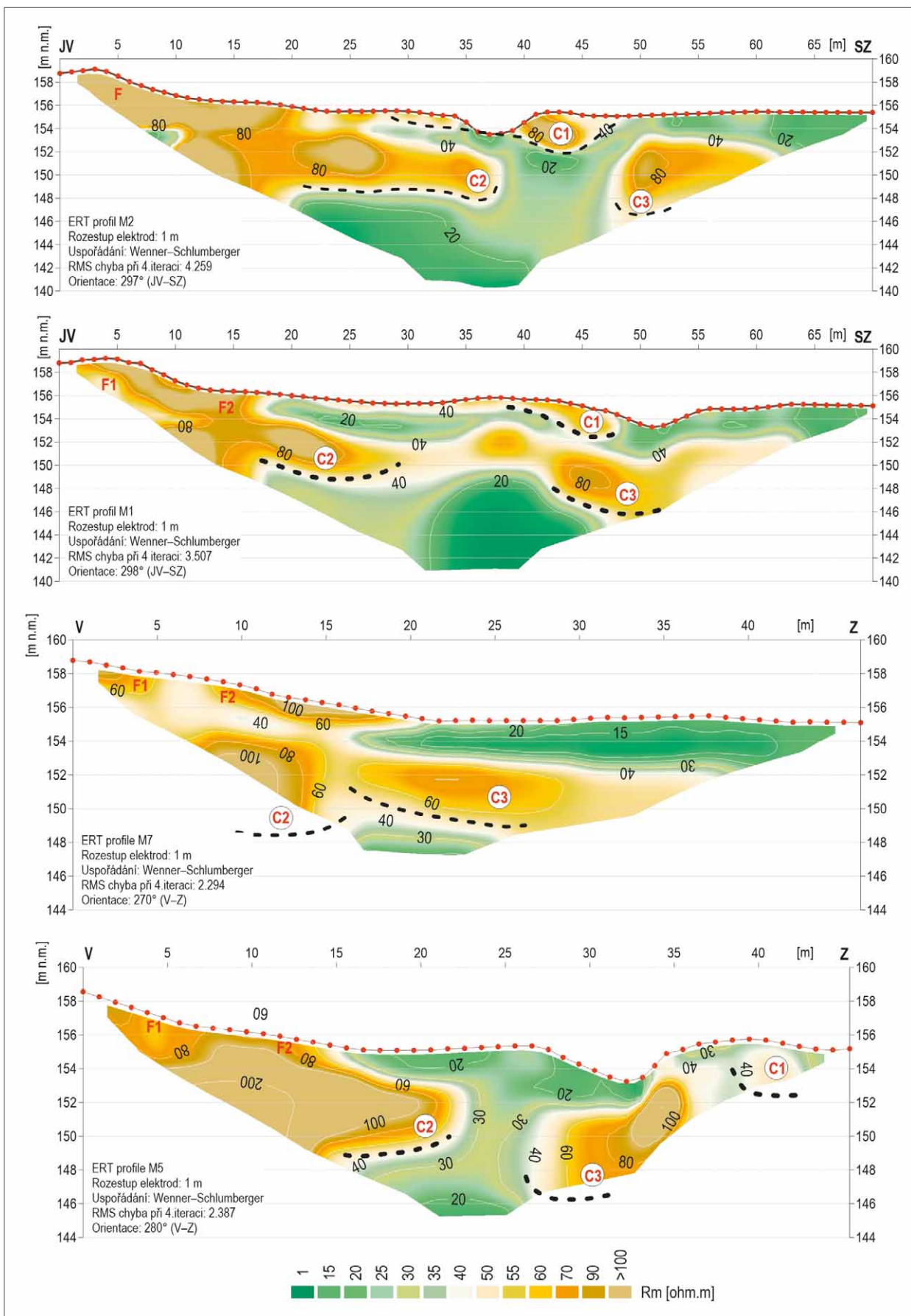
Dalších několik těles vysokých odporů je typických konkávním průběhem báze geoelektrického pole s centrálními partiemi s vyššími odpory vůči jejich periférii nebo perifériím. Tato tělesa jsou obklopena poli s výrazně nižšími hodnotami odporu. První, vertikálně nejvyšší z těchto těles (C1), bylo dokumentováno v středních částech profilů M1 a M2. Těleso má nápadně nepravidelný čokovitý tvar, když v. okraj je méně mocný a pozvolna vyklínující a naopak k Z narůstá mocnost a zakončení tělesa je zde ostřejší až subvertikální. Délka tělesa C1 dosahuje 15 až 20 m a mocnost cca 2 m. Svrchní hranice tělesa odpovídá reliéfu, kdežto spodní hranice je ostře omezena nízkými hodnotami odporu. Báze dosahuje nadmořské výšky přibližně 152 m. Směrem generelně k J je pozice tělesa C1 méně jasná, když toto nebylo dokumentováno na profilu M7 a je nejspíše jen okrajově zachyceno na profilu M5.

Druhé těleso s konkávní bází a centrálními partiemi vyšších odporů, označené jako C2, se nachází ve v. části profilů, částečně v podloží tělesa C1. Svrchní, spodní a z. omezení tělesa C2 představuje poměrně ostrý kontakt s poli s nízkým odporem. Východní okraj tělesa C2 byl zastižen spíše na s. profilech (M2, M1), kdežto na j. profilech (M7, M5) není zcela jednoznačný. Délka tělesa je cca 15 až 25 m, mocnost kolísá mezi 2 a 5 m, díky konkávní bází a plochému až konvexnímu svrchnímu omezení tělesa. Báze tělesa C2 se nachází poblíž nadmořské výšky 149 m.

Poslední těleso s konvexním průběhem báze geoelektrických polí a centrálními partiemi s vyššími odpory se nachází naopak poblíž z. okraje profilů. Jeho báze dosahuje až do hloubky cca 146 m. Těleso má především na profilech M2 a M5 nápadně subvertikální z. okraj, jeho mocnost dosahuje cca 4 m a vzhledem k chybějícímu z. omezení (mimo záznam profilů) je jeho délka nejméně 6 m. Na profilu M7 došlo k relativnímu přiblížení z. okraje tělesa C2 a v. okraje tělesa C3.

### Interpretace výsledků a závěry

Vizuální podobnost geoelektrických profilů byla dobrým předpokladem pro jejich interpretaci, která je navíc podložena relativně dobrou znalostí geologické stavby zájmové oblasti. Interpretace výsledků ERT vychází z předpokladu, že měrný odpor je v přímém vztahu s parametry jako jsou typ horniny, pórovitost, stupeň nasycení vodou (Cislerová et al. 2006). Posuny v konkrétní distribuci jednotlivých polí jsou proto následně interpretovány jako odraz průběhu sedimentárních a antropogenních těles ve vztahu k měřeným profilům.



Obr. 2: ERT profily na zájmové lokalitě (C1, C2, C3 – výplně daných koryt).

Fig. 2: ERT profiles on the locality (C1, C2, C3 – sedimentary infill of particular fluvial channels).

Lze tak uvažovat o architekturní stavbě údolní nivy, a také o vývoji přilehlé fortifikace v čase. Drobné odchylky zvýšené či snížené rezistivity mohou být způsobeny citlivostí metody na umístění jednotlivých elektrod a na kvalitě kontaktu elektrod s půdou (Zumr et al. 2009).

Bazální těleso s nízkými hodnotami odporů a jejich homogenní distribucí je interpretováno jako pannonské jíly vídeňské pánve. Značné rozdíly v hloubce povrchu byly dokumentovány dřívější geologickou sondáží (Macháček et al. 2007).

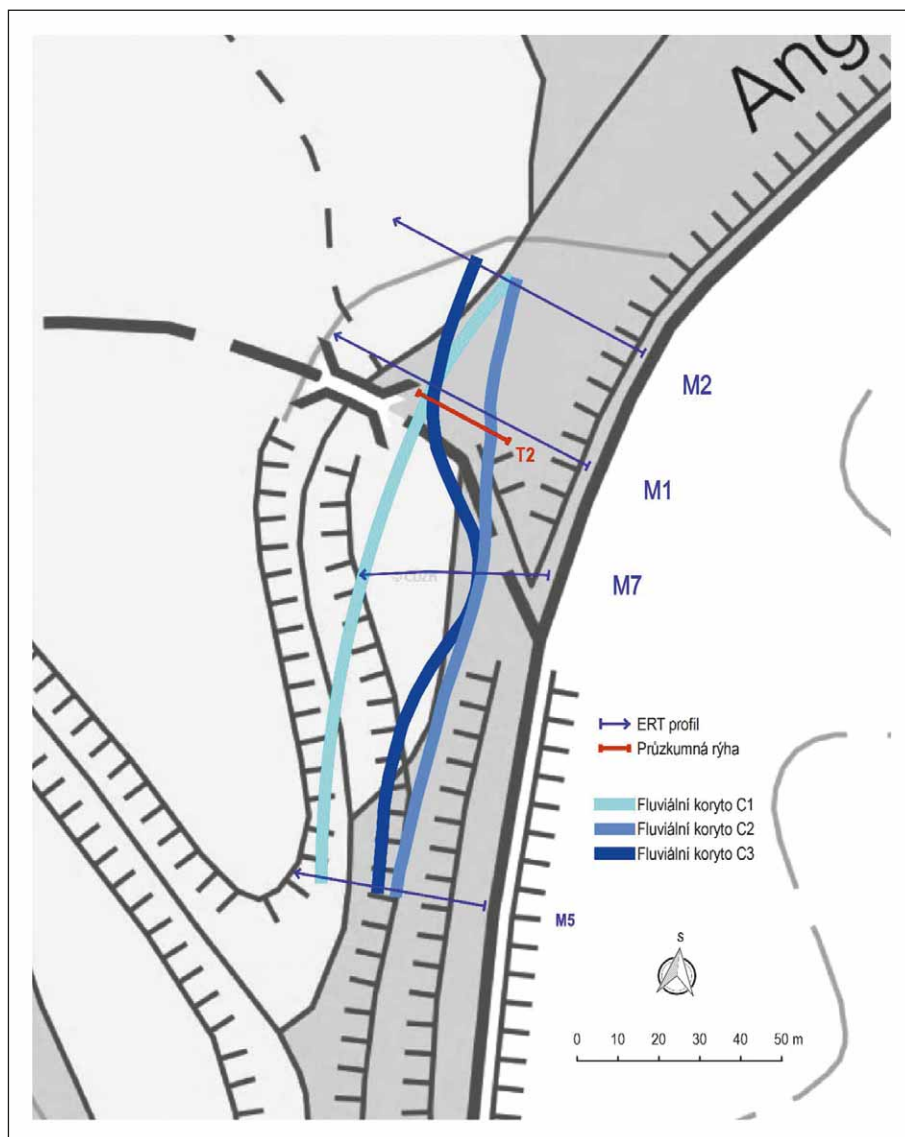
V terminálních levých, tj. východních částech profilů, je těleso zvýšených odporů F1 jednoznačně identifikováno jako zbytky fortifikace hradiště (tj. čelní, nasucho stavěná kamenná zeď s hlinitou výplní jádra). V jejím předpolí pak těleso F2 představuje nejspíše destruovanou čelní zeď. Proměnlivá šířka tělesa F (především F2) ukazuje na značně proměnlivou destrukci fortifikace, ovlivněnou také stavbou silniční komunikace.

Konvexní průběh vybraných geoelektrických polí s vyššími hodnotami odporu a s centrálními partiiemi s vyššími odpory vůči jejich periferiím byly interpretovány jako výplně fluvialních koryt, také vzhledem k dosavadním poznatkům o geologické stavbě zájmového území. Těleso C1 bylo navíc prokazatelně spojeno s výplní fluvialního koryta díky hodnocení terénní rýhy (Nehyba et al. 2020). S ohledem na odlišnou hloubkovou a prostorovou pozici těchto těles interpretujeme danou situaci jako sukcesi výplní fluvialních koryt zachycených v konkrétní pozici. Výplň koryta C1 má doloženo raně středověké stáří (Nehyba et al. 2020), kdežto koryta C2 a C3 mají nejspíše svrchně pleistocenní až raně holocenní stáří a jsou předběžně srovnávána s fluvialními sedimenty zachycenými průzkumnými rýhami na s. předhradí lokality hradiště Pohansko (Nehyba et al. 2018). Je pozoruhodné, že jednotlivé výplně koryt mají relativně srovnatelné rozměry (především C2 a C3). Vzhledem k přípovrchové pozici raně středověkého koryta C1 je možné, že jeho rozměry byly do určité míry/lokálně ovlivněny antropogenní činností především v poslední době

(terénní úpravy, protipovodňové rýhy ...). Na obrázku 3 lze sledovat interpretaci průběhu jednotlivých koryt. Zastížená situace nám do jisté míry dovozuje posoudit průběh dílčích koryt a případnou diverzitu fluvialního systému v rámci mikro-měřítká (prostorového i časového). Vycházíme z předpokladu, že geometrie individuálního koryta je v tomto měřítku v rovnováze s proudovými charakteristikami, lokálním sklonem reliéfu a typem sedimentu.

Z obrázku 3 je zřetelné, že raně středověké koryto C1 ve sledovaném území „stabilně lemuje“ předpolí hradištní fortifikace a má tvar mírného zákrutu vyklenutého generelně k Z. Zastížené litofacie (Nehyba et al. 2018) ukazují na tvorbu říčních valů a jejich migraci generelně k J a JZ. Nejvyšší hodnoty odporu se vyskytující spolu s nejvyšší mocností výplně koryta a asymetrický tvar výplně ukazuje nejspíše na přítomnost březního valu. Koryto C1 má relativně menší rozměry ve srovnání s koryty C2 a C3.

Komplikovanější situace je spojena s výplní koryta C2, které má ve sledovaném území zřetelně klikatý/



Obr. 3: Průběh vyčleněných dílčích fluvialních koryt v zájmovém prostoru.  
Fig. 3: Planform distribution of recognised fluvial channels in the area under study.

sinusovitý průběh. Nejvyšší hodnoty odporů jsou spojeny jak s centrálními, tak periferními částmi koryta, když jsou také obvykle lokalizovány nad nejhlubší částí koryta. Tato situace ukazuje na výraznější přítomnost vnitrokorytových valů vedle valů březních.

Koryto C3 má tvar mírného zákřutu vyklenutého generelně k V. Podobně jako u koryta C2 jsou nejvyšší hodnoty odporů lokalizovány jak v centrálních, tak periferních partiích koryta, a ne vždy zcela odpovídají nejhlubším částem koryta. Tato situace znovu ukazuje na výraznější přítomnost vnitrokorytových valů vedle valů březních.

Geometrie a spojitost či nespojitost těles říčních kanálů bývá využívána pro posouzení role avulze, laterální migrace či rychlosti tvorby depozičního prostoru (Nichols 1999). Zjištěná laterální konektivita výplně koryt C2 a C3 v hodnoceném případě (M7) ukazuje spíše na nižší rychlost tvorby depozičního prostoru a avulze spolu s významnější laterální migrací (v rámci svrchního pleistocénu až raného holocénu?). Směry transportu v korytech C2 a C3 na základě analogie se situací na s. předhradí (Nehyba et al. 2018) byly generelně k J a JV. Především zřetelně vyšší mocnosti výplně koryt C2 a C3 ve srovnání s korytem C1 ukazují na větší hloubku koryt. Lze předpokládat také vyšší šířku výplně koryt C2 a C3.

Plošně omezené hodnocení fluvialní architektury vede primárně k hledání řídicích faktorů sedimentace

v autigenních procesech. Sedimentární záznam v daném prostoru, střídání fluvialního režimu s tvorbou téměř rovných koryt (C1 a C3) s tvorbou koryt s výraznějšími zákřuty (C2), periodické střídání etap erozního zahloubení koryt a etap vertikální agračace (vnitrokorytové i mimobřezní/nivní sedimenty) i laterální migrace, výskyt sukcese koryt na plošně omezeném prostoru, to vše lze spojit s opakovanou redepozicí starších fluvialních sedimentů, zařazení do staršího sedimentárního záznamu a komplikovanějšími stratigrafickými vztahy dílčích sedimentárních těles. Tyto procesy obvykle indikují spíše allogenní řídicí procesy (klíma, tektonika...), které fungují ve větším prostorovém a případně i časovém měřítku než procesy autigenní.

Výsledky metody ERT ukázaly, že tato je využitelná k určení prostorových vztahů jednotlivých říčních architekturních elementů v sedimentárním záznamu. Aplikace této metody, která je relativně rychlá a levná, na větší ploše v kombinaci s určením stáří hodnocených sedimentů a sedimentologickou analýzou by mohla řešit také otázku identifikace řídicích faktorů depozice konkrétních fluvialních sedimentů.

#### *Poděkování*

*Výzkum byl podpořen projektem GAČR GA20-18929S. Za laskavé posouzení příspěvku děkujeme Josefu Havířovi a Janu Vítovi.*

## Literatura

- Dostál, I., Putiška, R., Kušnirák, D. (2014). Determination of shear surface of landslides using electrical resistivity tomography. – *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 2014, 44, 2, 133–147.
- Císlarová, M., Šanda, M., Zumr, D., Jelínková, V., Hlavice, M., Vacek, J. (2006). Terénní průzkum v Karlině. – In: *Udržitelná výstavba 2*, 177–186. ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Praha.
- Drahor, M. G., Berge, M. A., Kurtulmuş, T. Ö., Hartmann, M., Speidel, M. A. (2008). Magnetic and electrical resistivity tomography investigations in a Roman legionary camp site (Legio IV Scythica) in Zeugma, Southeastern Anatolia, Turkey. – *Archaeological Prospection*, 15, 3, 159–186.
- Dresler, P. (2011). Opevnění Pohanska u Břeclavi. Brno. – In: Měřinský, Z., Klápště, J. (eds): *Dissertationes Archeologicae Brunenses/Pragensesque*. Masarykova Univerzita, Brno.
- Gibling, M. R. (2006). Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification. – *Journal of Sedimentary Research* 76, 731–770. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.060>
- Kadlec, J., Grygar, T., Světlík, I., Ettler, V., Mihaljevic, M., Diehl, J. F., Beske-Diehl, S., Svitavská-Svobodová, H. (2009). Morava River floodplain development during the last millennium, Strážnické Pomoraví, Czech Republic. – *The Holocene* 19, 3, 499–509. <https://doi.org/10.1177/0959683608101398>
- Komoróczy, B., Vlach, M., Hüssen, C.-M., Lisá, L., Lendáková, Z., Groh, S. (2014). Projekt interdisciplinárního výzkumu římských krátkodobých táborů ve středním Podunají. – *Archeologie Barbarů 2011*, Brno. 341–367.
- Macháček, J., Doláková, N., Dresler, P., Havlíček, P., Hladilová, Š., Přichystal, A., Roszková, A., Smolíková, L. (2007). Raně středověké centrum Na Pohansku u Břeclavi a jeho přírodní prostředí. – *Archeologické rozhledy LIX*, 2, 278–314.
- Makaske, B., 2001. Anastomosing rivers: A review of their classification, origin and sedimentary products. – *Earth Science Reviews* 53, 149–196.
- Miall, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits*. 582pp. Springer, Berlin.
- Mussett, A. E., Khan, M. A. (2000). *Looking Into the Earth: An Introduction to Geological Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Nehyba, S., Dresler, P., Doláková, N., Kuda, F., Přišáková, M., Šimík, J., Škojec, J., Kirchner, K. (2020). Raně středověké říční koryto v blízkosti fortifikačního systému velkomoravského hradiska Pohansko u Břeclavi. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 27, 1–2, 54–62.
- Nehyba, S., Dvořáková, M., Doláková, N., Dresler, P. (2018). Kvartérní sedimenty na Severním předhradí lokality Pohansko u Břeclavi. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 34–40. <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-34>
- Nichols, G. (1999). *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, Chichester, United King.
- Ondruch, J., Máčka, Z. (2015). Response of lateral channel dynamics of a lowland meandering river to engineering-derived adjustments - an example of the Morava River (Czech Republic). – *Open Geosciences* 2015, 7, 588–605.
- Ondruch, J., Máčka, Z., Šulc Michalková, M., Putiška, R., Knot, M., Holík, P., Miřijovský, J., Jenčo, M. (2018). Response of channel dynamics to recent meander neck cut-off in a lowland meandering river with artificial training history: the Morava River, Czech Republic. – *Hydrological Sciences Journal*, 2018, 63, 1236–1254.
- Papadopoulos, N. G., Sarris, A., Parkinson, W. A., Gyucha, A., Yerkes, R. W., Duffy, P. R., Tsourlos, P. (2014). Electrical resistivity tomography for the modelling of cultural deposits and geomorphological landscapes at Neolithic sites: a case study from Southeastern Hungary. – *Archaeological Prospection*, 21, 3, 169–183. <https://doi.org/10.1002/arp.1480>
- Petrík, J., Petr, L., Adameková, K., Přišáková, M., Potůčková, A., Lendáková, Z., Fraczek, M., Dresler, P., Macháček, J., Kalicki, T., Lisá, L. (2019). Disruption in an alluvial landscape: settlement and environment dynamics in the Alluvium of the river Dyje at the Pohansko archaeological site (Czech Republic). – *Quaternary International*, 511, 124–139. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.04.013>
- Stan, D., Stan-Kleczek, I. (2014). Application of electrical resistivity tomography to map lithological differences and subsurface structures (Eastern Sudetes, Czech Republic). – *Geomorphology*, 221, 113–123.
- Stehlík, F., Kadlec, J. (2012). Dolní tok Moravy v holocénu aneb co napsala řeka do svého archivu. – *Vesmír*, 91, 100–102.
- Zumr, D., Levorova, M., Císlarová, M. (2009). Využití ERT pro kvantitativní vyhodnocení infiltračních experimentů. – In: *Udržitelná výstavba 5*, 218–222. ČVUT, Fakulta stavební, Praha.



# Morfostrukturní doklady ponásunového porušení Pavlovských vrchů, Vnější Západní Karpaty

Morphostructural evidences of post-thrust deformation of the Pavlov Hills, Outer Western Carpathians

Martin Šutjak<sup>1</sup> ✉, Adam Rajnoch<sup>1</sup>, Rostislav Melichar<sup>1</sup>, Ivo Baroň<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav stav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika

<sup>2</sup> Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, V Holešovičkách 94/41, 182 09 Praha 8, Česká republika

## Key words:

Outer Western Carpathians, Jurassic limestone, tectonics, strike-slip, fault

✉ 432503@mail.muni.cz

## Editor:

Milan Geršl

## Abstract

The article presents geomorphological and structural evidences of post-thrust limestone brittle deformation in the area of Pavlov Hills on the westernmost margin of the Outer Western Carpathians, Czech Republic. Airborne LiDAR-derived digital terrain model with 1 m resolution was used for this analysis, as well as aerial photographs and fieldwork. Combining these methods, we document a distinct N-S directed fault zone that intersects or delineates the majority of the Pavlov Hills Jurassic limestone nappe outliers. Data revealed an almost continuous fault zone of the north-south direction, which ranges from Horní Věstonice in the North, to Mikulov in the South, and extends further south to Austria. The thrust Jurassic limestone bodies are cut by the fault zone, which tectonically crushed the limestone in its core and cores of the secondary fault branches. The map pattern of the fault zone suggests directional anastomotic branching and reattaching with the production of lenticular tectonic slices. We interpret the fault as a prominent sinistral shear zone. This is indicated by block displacement on the Svatý kopeček Hill and also by the orientation of the accompanying subvertical Riedel shears with identified horizontal lineation. The activity of the fault zone onset tightly after the nappe thrusting at the final stages of the accretion wedge formation, which is suggested from the observed sinistral kinematics. The main movement along the fault is thus most probably of a late Miocene age.

## Úvod

Rozpoznání křehké tektoniky obvykle nebývá ve flyšových horninách jednoduché vzhledem k jejich litologické jednotvárnosti – typicky rytmická střídání pískovců, prachovců a jílovců – a jejich malé odolnosti vůči zvětvávání. Avšak lokálně lze najít litologické kontrasty, které jsou pro studium křehké tektoniky velmi vhodnými markery. Takovým prostředím mohou být v kontextu Vnějších Západních Karpat např. vápencové komplexy zapracované do flyšových souvrství, neboť jsou litologicky nápadné a zároveň výrazně odolnější vůči zvětvávání. Následkem toho se výrazně morfologicky projevují, tvoří výchozy a na obnažených místech jsou dobře viditelné struktury křehkého porušení. Tuto skutečnost navíc podtrhuje jejich časté odkrytí drobnou i rozsáhlejší povrchovou těžbou, což umožňuje studovat i struktury rychle zanikající při zvětvávání.

Jedním z takových území je i oblast Pavlovských vrchů s tektonickými šupinami jurských vápenců, jejichž tektonické porušení bylo předmětem mnoha studií. Většina předválečných prací se zabývala především pozicí a vznikem tzv. „vápencových bradel“ (např. Jüttner 1933). Při dalších výzkumech pak byly detekovány zlomy, a to jak směrné (JZ–SV), tak i zlomy severojižní (Stejskal 1934,

## Doporučená citace článku:

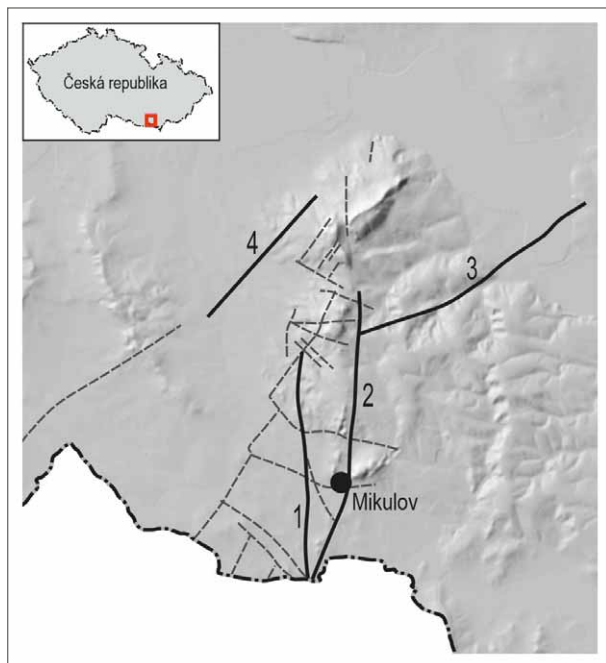
Šutjak, M., Rajnoch, A., Melichar, R., Baroň, I. (2021). Ponásunová tektonika Pavlovských vrchů, Vnější Západní Karpaty. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 67–72.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-15450>

1935). Podrobnější pohled na zlomové struktury Pavlovských vrchů přinesli zejména mapěři a autoři zabývající se vyhodnocováním dat z prospekce uhlovodíků (např. Dudek, Špička 1975; Adámek 1979, 1984; Stráník et al. 1979, 1999; aj.). Dosavadní tektonické výzkumy přehledně shrnul Poul (2004, 2006), který se zabýval převážně násunovou tektonikou. Při tom rozpoznal přítomnost zlomů směru SZ–JV, které interpretoval jako hlavní příčné zlomy (Poul, Melichar 2009). Naposledy částečnou studii přispěl Rajnoch (2021).

Během předchozích průzkumů byly vedle násunových ploch vymezeny i zlomy ponásunové, převážně se strmým úklonem. Mezi nejvýznamnější ponásunové zlomy definované ve výše citovaných pracích patří zejména (viz obr. 1):

- **mikulovský zlom** (1) severojižního směru omezující vápencová bradla ze západní strany (Čtyrský et al. 1988);
- **falkensteinsko-mikulovský zlom** (2) směru S–J až SSV–JJZ, který odděluje západní část vídeňské pánve od vápencových bradel (Kalásek, red. 1963);
- **velkopavlovský zlom** (3) směru SV–JZ, který podle Dudka a Špičky (1975) patří do skupiny mailberských zlomů z rakouské strany;
- **věstonický zlom** (4) směru SV–JZ, který prochází obcemi Horní Věstonice na severovýchodě a Dolní Dunajovice na jihozápadě (Čtyrský et al. 1988).



Obr. 1: Hlavní zlomy Pavlovských vrchů na podkladu stínovaného reliéfu (ČÚZK, 2021). Vysvětlivky: čárkované – zlomy nepojmenované; plně – zlomy pojmenované: 1 – mikulovský; 2 – falkensteinsko-mikulovský; 3 – velkopavlovský; 4 – věstonický.  
Fig. 1: Main faults of the Pavlov Hills visualized on the DMR (ČÚZK, 2021). Explanation: dashed line – faults without name; solid line – faults already named: 1 – Mikulov Fault; 2 – Falkenstein-Mikulov Fault; 3 – Velké Pavlovice Fault; 4 – Věstonice Fault.

Oba posledně jmenované zlomy podle seismických údajů zasahují až do fundamentu v podloží Karpat (Adámek 1979).

Cílem tohoto příspěvku je zhodnocení geologických, a zejména geomorfologických projevů křehké deformace postihující vápence v oblasti Pavlovských vrchů. Pozornost byla soustředěna především na zlom procházející Mikulovem, který protíná či omezuje většinu jurských vápencových bradel.

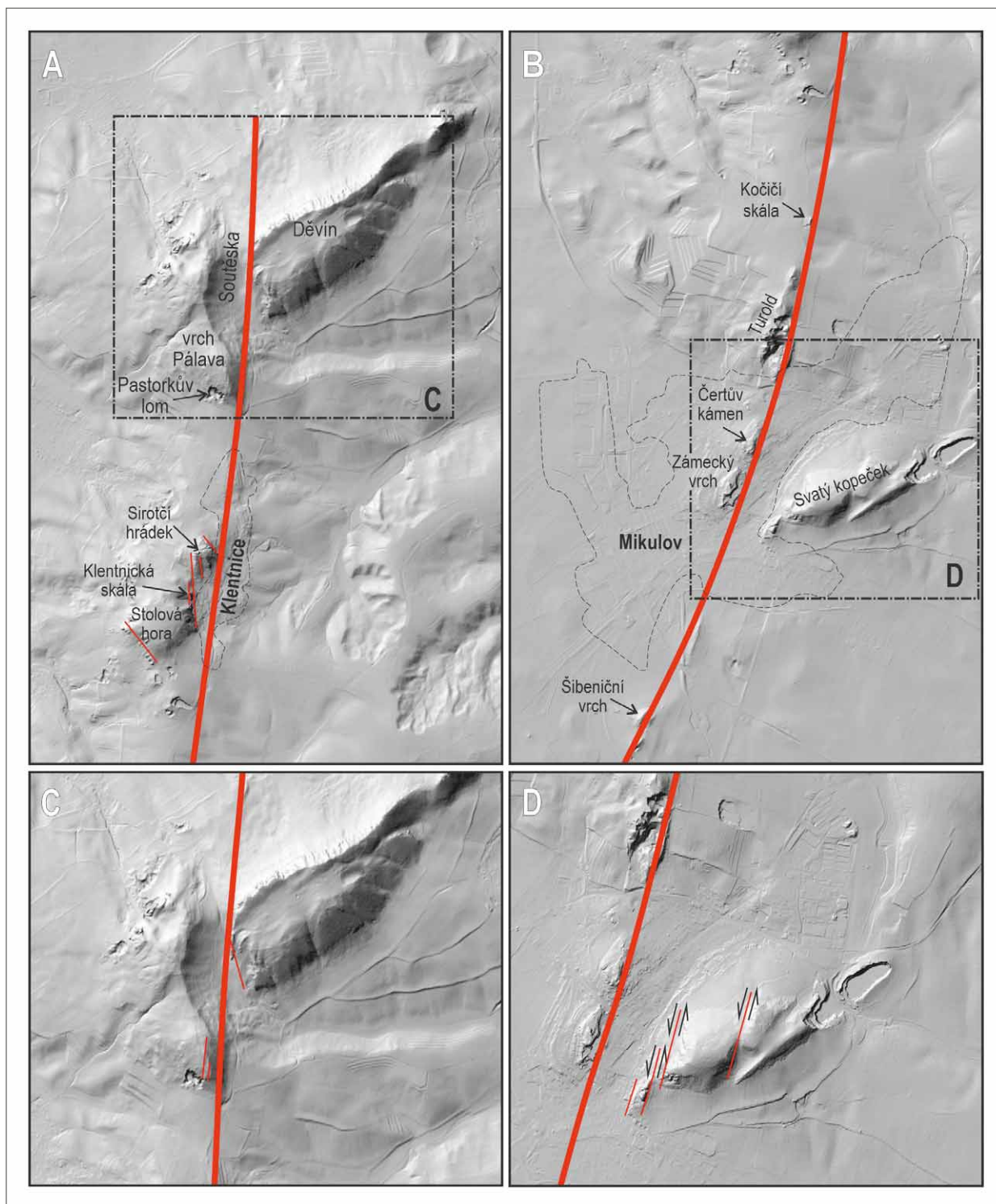
## Metodika

Pro studium morfologie terénu a křehkého porušení vápenců byly využity jednak metody dálkového průzkumu Země (LiDaR, letecké snímky), jednak strukturálně geologická rekognoskace takto nalezených struktur v terénu.

- **LiDaR** (Light Detection and Ranging) umožňuje sestavení velmi podrobného digitálního modelu reliéfu bez stromové vegetace. Pro morfologická studia byl použit digitální model reliéfu (DMR) páté generace (5G), který je dostupný v podobě obrazu stínovaného reliéfu na datovém geoportálu Českého úřadu zeměměřického a katastrálního (ČÚZK 2021). Tato metoda byla úspěšně použita pro definování průběhu studovaného zlomu v místech, kde došlo k tektonickému omezení vápencových bloků s ohledem na jejich kontrastní morfologické vystupování oproti okolním flyšovým souvrstvím a tektonicky oslabeným zónám.
- **Letecké snímky** mohly být využity pouze v místech s obnaženým terénem. Bylo využito ortofoto z leteckého snímkování z letních období roku 2018 a 2020 (Mapy.cz 2021). Vegetace pokrývající zobrazené skalní podloží přednostně roste v místech s lepší dostupností podzemní vody. Drobné zlomové poruchy nebo zóny drcení vápenců se pak na snímcích projevují jako více či méně nápadné vegetační pásy.
- **Strukturálně geologická rekognoskace** byla cíleně provedena u struktur vytipovaných metodami dálkového průzkumu. Byly sledovány jednak indikované zlomové plochy drobných rozměrů, přízlová puklinová kliváž, a zóny drcení vápencového masivu. Orientace struktur byla určována geologickým kompasem (Freiberg) ve stupních spádnicovým způsobem. Data orientace byla následně zpracována v programu StaTect (Rez 2020).

## Charakteristika studovaného zlomu

Na základě analýzy digitálního modelu reliéfu a leteckých snímků byl stanoven poměrně souvislý severojižní **průběh hlavního zlomu** procházejícího oblastí Pavlovských vrchů (obr. 2A, B), jehož některé části byly identifikovány již dříve (Kalásek, red. 1963; Čtyrský et al. 1988). Nejsevernější projev tohoto zlomu byl zjištěn v místě označovaném jako Soutěska, kde je vrch Děvín na západní straně omezen rovinnou, téměř svislou stěnou zřejmě zlomového původu. V jejím jižním pokračování lze pozorovat méně výrazné omezení i na východní straně vrchu Pálava, který leží přibližně 400 m jižněji (obr. 2C).

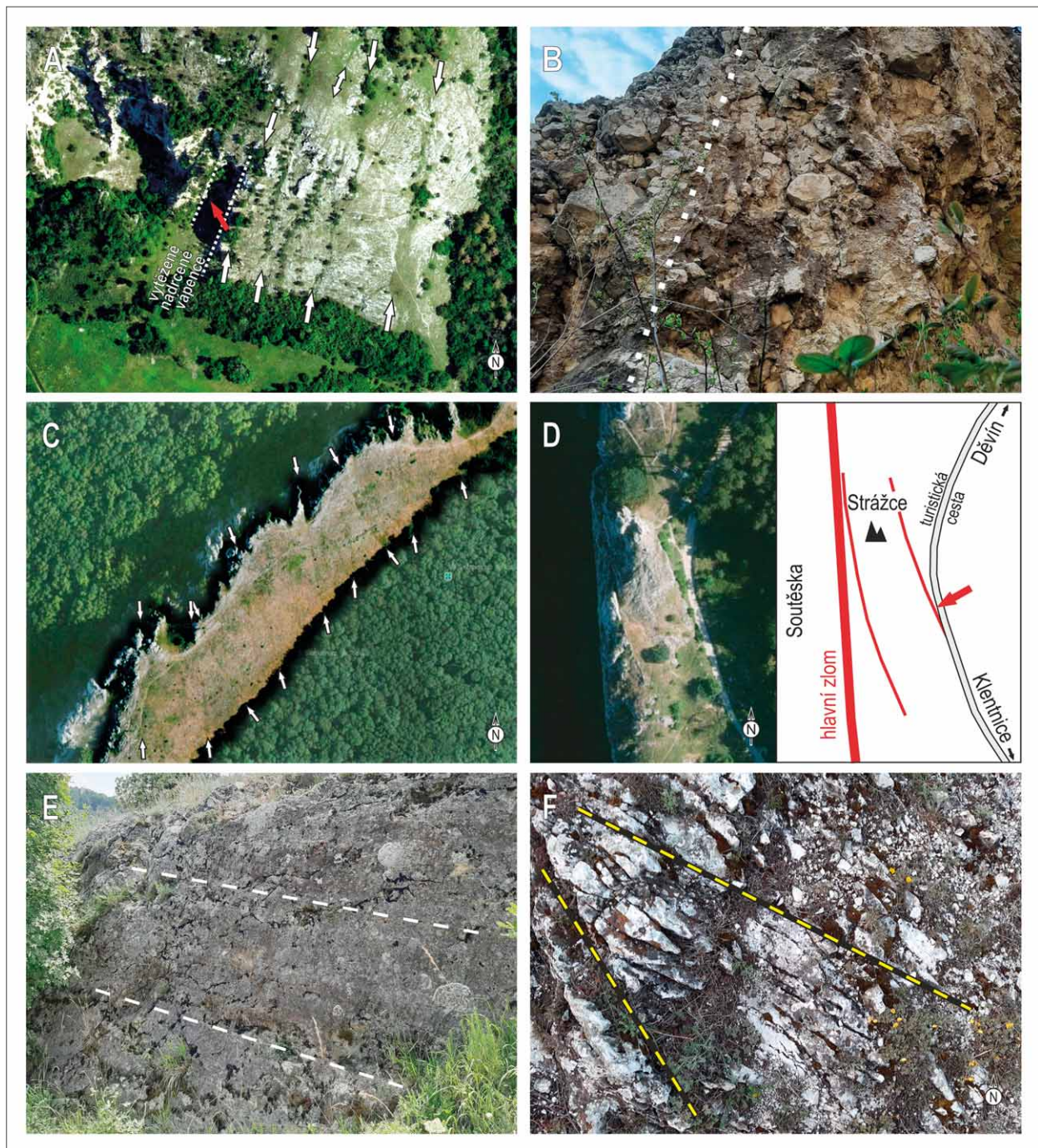


Obr. 2: Průběh studovaného zlomu na podkladu stínovaného reliéfu (ČÚZK, 2021): A – severní část, od Soutěšky po Stolovou horu; B – jižní část, od Kočičí skály až po Šibeniční vrch; C – detail průběhu zlomu v lokalitě Soutěska; D – detail průběhu zlomu v lokalitě Mikulov a doprovodných paralelních větví na lokalitě Svatý kopeček.

Fig. 2: Studied fault highlighted on the DMR base map (ČÚZK, 2021): A – northern part, from Soutěška to Stolová Hora Hill; B – southern part, from Kočičí skála to Šibeniční vrch; C – close up on the fault zone in Soutěška area; D – close up to Svatý Kopeček Hill with highlighted parallel fault branches.

Další průběh zlomu lze pozorovat v obci Klentnice, kde zlom z východní strany ostře omezuje elevaci Siroťčího hrádku a částečně i Stolové hory. Dále na jih se směr zlomu mírně stáčí do směru SSV–JJZ. Přibližně 1,6 km jižně od Stolové hory vystupuje u hlavní cesty mezi Klentnicí a Mikulovem menší skalisko označované jako Kočičí

skála. To je ve směru sledovaného zlomu výrazně protaženo. Zřejmě se jedná o tektonickou šupinu, která je z obou stran omezená větvemi zlomu. Ve stejném směru je protažen i vrch Turold, ležící v severní části města Mikulov. Další průběh zlomu lze pozorovat na východním omezení Čertova kamene a zámeckého vrchu (obr. 2D). Na našem



Obr. 3: Doprovodné poruchy hlavního zlomu, paralelní (A, B) a zpeřené (C–F): A – vegetační pásy indikující paralelní poruchové zóny na jihovýchodní straně vrchu Pálava (letecký snímek); B – okraj zóny drčení ve stěně Pastorkova lomu (pozici vyznačuje červená šipka na obr. A): vlevo – silně rozpukaný vápenc, vpravo – tektonická drť s tektonicky zaoblenými klasty slabě tmelenými tektonickou drtí; C – vegetační pásy a členitý povrch skalního masivu indikující dva systémy zpeřených poruchových zón na severozápadní straně vrchu Děvín; D – detailní letecký snímek a jeho schéma na západní straně vrchu Děvín; E – subhorizontální rýhování na zpeřeném doprovodném zlomu, západní strana vrchu Děvín (pozici vyznačuje červená šipka na obr. D); F – dva systémy puklinové kliváže ve vápencích, západní strana vrchu Děvín, pohled shora.

Fig. 3: Secondary fractures accompanying the main fault, parallel (A, B) and oblique (C–F): A – vegetation bands indicating parallel fault branches on the south-eastern side of the Pálava Hill (aerial photograph); B – marginal part of the fault core in the wall of the Pastorek quarry (the position is indicated by the red arrow in Fig. A): left side – strongly fractured limestone in damage zone, right side – tectonic melange of fault core with tectonically rounded clasts weakly cemented by tectonic dust; C – vegetation bands and rugged surface of the rock massif showing two systems of oblique rupture zones on the northwest side of the Děvín Hill; D – detailed aerial photograph and its scheme on the west side of Děvín Hill; E – subhorizontal striae on the oblique accompanying fault, the western side of the Děvín Hill (the position is indicated by the red arrow in Fig. D); F – two systems of joint cleavage in limestone, west side of Děvín Hill, top view.

území je posledním projevem sledovaného zlomu drobná elevace Šibeniční vrch, která leží pouze 100 m od česko-rakouských hranic. Tento vrch je podobně jako Kočičí skála úzce protažen ve směru zlomu a indikuje přítomnost obdobně formované tektonické šupiny.

Vedle hlavní zlomové plochy bylo možno najít i **doprovodné paralelní větve** sledovaného zlomu. Prvním z míst jsou jihovýchodní svahy vrchu Pálava, kde byly na leteckých snímcích detekovány vegetační pásy zhruba severojižního směru (obr. 3A). Při rekognoskaci na místě bylo zjištěno, že se jedná o terénní rýhy s četnou křovinnou vegetací. Původ těchto rýh bylo možno pozorovat v odkryté stěně opuštěného Pastorkova lomu (lom Perná), odkud je zřejmé, že tyto rýhy představují selektivně erodované drčené poruchy severojižního směru. Ve východní části zmiňovaného lomu je odkryto několik metrů mocné jádro výrazné paralelní větve zlomu, které bylo s výhodou těženo vzhledem k velmi silnému tektonickému nadrcení vápence (obr. 3B), které lámání vápence usnadňovalo. Druhým z míst s výraznými paralelními větvemi je západní část Svatého kopečku v Mikulově. Na stínovaném obrazu reliéfu lze dobře pozorovat nejen tektonické rozdělení vápencového masivu na bloky podle paralelních zlomových větví, ale také nápadné levostranné posunutí jednotlivých tektonických bloků, což umožňuje jednoznačně definovat sledovaný zlom jako levostranný horizontální posun (obr. 2D).

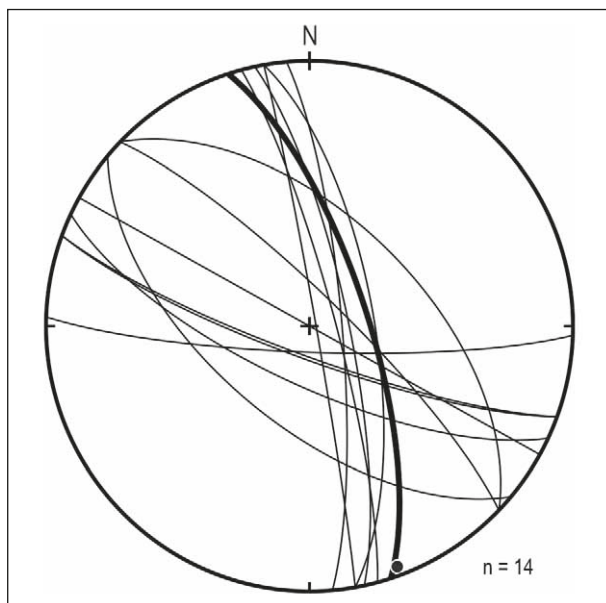
Na leteckých snímcích, ale i v modelu reliéfu bylo možno najít i křehké **zpeřené poruchy**, které probíhají šikmo k hlavní zlomové ploše. V modelu reliéfu je lze detekovat zejména v jz. a sv. omezení Stolové hory a skal

Sirotčího hrádku u Klentnice, a také v průběhu tenké tektonické šupiny Klentnické skály mezi oběma zmiňovanými elevacemi. Mnohem rozsáhlejší rozšíření těchto kosých poruch však ukázaly letecké snímky, na kterých bylo možno tyto struktury identifikovat na místech s víceméně obnaženým povrchem, kde je indikují úzké vegetační pásy. Pásy vegetace orientované zpravidla pod úhly zhruba  $15^\circ$  a  $75^\circ$  vůči vymezenému průběhu zlomu jsou dobře viditelné např. na bezlesé severozápadní straně vrchu Děvín (obr. 3C). Jejich tektonická podmíněnost se projevuje i v morfologickém omezení skalního okraje, které koresponduje s protažením těchto pásem. Terénní rekognoskací bylo zjištěno, že většina ploch z těchto morfologických projevů je silně ovětralá, avšak v zářezu cesty podél západní hrany vrchu Děvín byla těsně pod vyhlídkou Strážce nalezena drobná strmě orientovaná zlomová plocha, na níž bylo možno alespoň částečně stanovit její kinematický charakter (obr. 3D). Tento drobný doprovodný zlom svírá s hlavním zlomovým omezením Soutěsky úhel  $15^\circ$ . Rýhování, které bylo možno na zlomové ploše pozorovat, je subhorizontálně orientované (obr. 3E, 4). Jedná se tedy o horizontální posun, avšak smysl pohybu nebylo možno spolehlivě určit vzhledem k silnému ovětrání zlomové plochy.

Vedle popsaného doprovodného zlomu bylo terénní rekognoskací v této části Děvína zjištěno rozsáhlé **zbřidličnatění vápenců** charakteru puklinové kliváže (obr. 3F, 4) orientované ve stejných směrech, jako mají zmiňované vegetační pásy. Zajímavým projevem puklinové kliváže je zvýšení odolnosti vápenců vůči zvětrávání, což se projevuje vznikem tzv. puklinových škrapů, které popsal Víték (2013). Srovnatelné pásy porušení zvýrazněné vegetací a podobné porušení vápenců bylo možno pozorovat i na Svatém kopečku a dalších nezalesněných místech.

#### Diskuze a závěrečné shrnutí

Výše uvedená morfologická indikace křehkého porušení ukazuje na téměř spojitý **průběh zlomu** zhruba severojižního směru, který probíhá od Horních Věstonic na severu po Mikulov na jihu a dále pokračuje do Rakouska. Uvedený zlom lze částečně ztotožnit s falkensteinskomiikulovským zlomem, k němuž však přiřazujeme i další severní pokračování do oblasti Soutěsky. V podrobné mapě dle Čtyrokého et al. (1988) má falkensteinskomiikulovský zlom směr SSV-JJZ a je situován na západní okraj Svatého Kopečku, kde zalomeně mění směr a dále probíhá severojižně. Nově hlavní větev tohoto zlomu situujeme poněkud západněji do prostoru zóny tektonických šupin probíhající od Šibeničního vrchu, přes zámecký vrch, Čertův kámen a Tuold až po Kočičí skálu. Izolované a vzájemně nenavazující tektonické šupiny ukazují na významný tektonický pohyb podél této zóny, řádově větší než ukazují poruchy s navazujícími stavbami při západním ukončení Svatého kopečku, které považujeme za doprovodné paralelní větve hlavního zlomu. Z tvaru tektonických šupin a z nich odvozeného průběhu hlavní zlomové zóny je zřejmé, že se nejedná o jednoduchou zlomovou plochu, ale že se zlomová plocha směrně



Obr. 4: Orientace doprovodných struktur západní a severozápadní strany vrchu Děvína: tučný oblouk a kroužek – plocha zlomu se subhorizontální lineací; tenké oblouky – puklinová kliváž. Rovnoplochá azimutální projekce na spodní polokouli. Fig. 4: Orientation of the fractures accompanying the main fault in the western and northwestern side of Děvín Hill: bold circle and dot – fault surface with subhorizontal striation; thin circle – joint cleavage. Equal-area azimuthal projection on the lower hemisphere.

anastomózně větví a spojuje za vzniku zmiňovaných tektonických šupin.

**Kinematický charakter zlomu** lze odvodit především podle doprovodných struktur, a to jak těch zpeřených, tak i paralelních. Nalezené doprovodné zpeřené poruchy směrů SSZ–JJV a ZSZ–VJV interpretujeme jako dva systémy Riedlových stříhů pod očekávanými úhly 15° a 75° k průběhu hlavního zlomu. Jejich subvertikální orientace a nalezené subhorizontální rýhování jsou kompatibilní s touto interpretací a charakterizují popisovaný zlom jako levostranný horizontální posun. To je v souladu i s morfologicky viditelnými posuny bloků podél paralelních doprovodných zlomů při západním omezení Svatého kopečku.

**O stáří tektonických pohybů** podél popsaného zlomu lze spekulovat na základě vztahů k jiným strukturám s přihlédnutím k možnému vývoji napjatostního pole. Zlom je predatován vznikem příkrovové stavby akrečního klínu Vnějších Západních Karpat, neboť zlom porušuje alochtonní vápencová tělesa. Vzhledem k blízkému

kinematickému charakteru násunových pohybů (levostranné násuny) a popisovaného zlomu (levostranný posun) lze předpokládat, že nejvýznamnější pohyb podél popisovaného zlomu těsně navazoval na násunové pohyby při závěrečném formování karpatského akrečního klínu, tj. zlom se zřejmě formoval ještě během pohybu Karpat k severu. Fixaci velkých levostranných pohybů dokládá zlomové pásmo Hané směru SZ–JV, které nepřerušeně probíhá z Českého masivu do Vnějších západních Karpat a které omezuje tektonickou depresi Hornomoravského úvalu vyplněnou pliocenními sedimenty. K hlavnímu pohybu tak došlo nejspíše v pozdním miocénu, přičemž nelze vyloučit i pozdější reaktivace.

*Poděkování*

*Výzkum byl podpořen programem dlouhodobého koncepčního rozvoje výzkumné organizace RVO: 67985891. Autoři děkují za připomínky editorovi M. Geršlovi a recenzentům J. Havířovi a J. Rezovi.*

#### Literatura

- Adámek, J. (1979). Závěrečná zpráva o hlubokém strukturálním vrtu Strachotín-2. – MS, Moravské Naftové Doly. Hodonín.
- Adámek, J., Bimka, J., Chmelík, F. (1984). Vyhledávací průzkum v jižní části karpatské neogenní předhlubně a jejím hlubinném podkladu v širší oblasti Pohorelic. – MS, Moravské Naftové Doly. Hodonín.
- ČÚZK (2021). Analýzy výškopisu. DMR 5G. Stínovaný reliéf. – Dostupné na: <https://ags.cuzk.cz/av/>. 25. 8. 2021.
- Čtyrský, P., Havlíček, P., Dornič, J., Stráník, Z., Zeman, A. (1988). Základní geologická mapa ČSSR – List 34-142 Mikulov. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Dudek, A., Špička, V. (1975). Geologie krystalinika v podloží karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na jižní Moravě. – Sborník geologických věd, Geologie, 27, 7–29. Praha.
- Jüttner, K. (1933). Zur Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums der Pollauer Berge. – Verhandlungen des naturforschenden Vereines in Brünn, 64, 15–31. [https://www.zobodat.at/pdf/Verh-naturf-Ver-Bruenn\\_64\\_0015-0031.pdf](https://www.zobodat.at/pdf/Verh-naturf-Ver-Bruenn_64_0015-0031.pdf).
- Kalášek, J., red. (1963). Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXIX Brno. – Československá akademie věd. Praha.
- Mapy.cz (2021). Letecká mapa (ortofotomapa). – Dostupné na: <https://mapy.cz/>, 25. 8. 2021.
- Poul, I. (2004). Paleonapjatostní analýza zlomů Pavlovských vrchů Západní Karpaty. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Poul, I. (2006). Nový tektonický model model Pavlovských vrchů: flat–ramp–flat geometrie v externích Západních Karpatech. – MS, rigorózní práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Poul, I., Melichar, R. (2009). Orientace příčných zlomů v Pavlovských vrchách na jižní Moravě (Západní Karpaty). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 16, 70–74. <https://journals.muni.cz/gvms/article/view/4783>.
- Rajnoch, A. (2021). Interpretace vybraných seismických řezů v oblasti Vnějších Západních Karpat na jižní Moravě. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Rez, J. (2020). StáTect – aplikace na zpracování kompasových dat. – Dostupné na: <http://www.eltekto.cz/>. 25. 8. 2021.
- Stejskal, J. (1934). Geologická stavba Pavlovských vrchů na jižní Moravě. Část I. Stratigrafie. – Věstník Státního geologického ústavu Československé republiky, 10, 6, 199–209. Praha.
- Stejskal, J. (1935). Geologická stavba Pavlovských vrchů se zřetelem na stratigrafii a tektoniku flyše. Část II. – Věstník Státního geologického ústavu Československé republiky, 11, 1–2, 15–29. Praha.
- Stráník, Z., Adámek, J., Ciprys, V. (1979). Geologický profil karpatskou předhlubní, flyšovým pásmem a vídeňskou pánví v oblasti Pavlovských vrchů – In: Mahel', M. (ed.): Tektonické profily Západních Karpat, 7–14. Geologický Ústav Dionýza Štúra. Bratislava.
- Stráník, Z., Čtyrský, P., Havlíček, P. (1999). Geologická minulost Pavlovských vrchů. – Sborník geologických věd, Geologie, 49, 5–32. <http://www.geology.cz/sbornik/geologie/no49/49-1-geologicka...pdf>.
- Vítek, J. (2013). Škrapy ve vápencích Pavlovských vrchů. – Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae, 1, 91–109. <http://scigeo.actamm.cz/wp-content/uploads/2019/05/2013-1-091-vitek.pdf>.

# Neuspořádaný uhlík v tektonických zónách paleozoických sedimentů (devon moravskoslezského paleozoika)

Disordered carbon in tectonic zones of the Palaeozoic sediments (Devonian of the Moravosilesian Palaeozoic)

Marek Slobodník<sup>1</sup> ✉, Dalibor Všianský<sup>1</sup>, Karel Slavíček<sup>1</sup>, Marie Poláčková<sup>2</sup>, Jiří Huzlík<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, Brno, Česká republika

<sup>2</sup> Kancelář veřejného ochránce práv, Údolní 39, Brno, Česká republika

<sup>3</sup> Centrum dopravního výzkumu, v. v. i., Líšeňská 33a, Brno, Česká republika

## Key words:

Moravo-Silesian Palaeozoic; carbonate strata; black carbonaceous matter; deformation structures; Raman spectra; disordered carbon; organic matter; temperatures

✉ marek@sci.muni.cz

## Editor:

David Buriánek

## Abstract

Dark carbonaceous matter staining tectonic zones and deformed carbonate strata of the Moravo-Silesian Palaeozoic were studied by several methods. Samples were taken from tectonic structures in the quarry in Čebín and in the middle quarry in Mokrá near Brno. The grey-black-coloured rocks are clearly macroscopically and microscopically deformed, show traces of brittle ductile shear deformation and with foliation developed. The dark colour is caused by the presence of black carbon matter, which is documented by methods of optical and electron (BSE) microscopy and Raman spectra.

The mineral assemblage has the character of hydrothermal mineralization migrating along tectonic structures. Mineralization consists mainly of quartz, carbonates (calcite, dolomite), phyllosilicates (mica, chlorite, kaolinite), pyrite and it also includes black carbon. Apatite is one of the interesting and unusual components. The content of organic and elemental carbon determined by the thermo-optical method in intensively mineralized zones is around 2.5 mass %.

The carbonaceous matter was more accurately identified using Raman spectra. The spectra at the two studied localities have a very similar shape and are very close to the spectra of black carbon in low-grade carbon coal matter, very disordered carbon and/or amorphous carbon (coal, kerogen). The spectra show the presence of peaks in the D, G and 2D regions and are different from the spectra of ordered and disordered graphite. The presence of a small peak G in the analysed spectra (Lorentzian function) also indicates the possible presence of a small amount of more ordered carbon in the studied black carbon matter.

The components of the black mineralized zones were most likely mobilized from the surrounding rock formations during the Variscan tectono-metamorphic events. The similarity with the spectra of poorly ordered carbon matter from low metamorphic conditions shows transformation temperatures of 150–280 °C, which is in accordance with other thermometric methods in the region of the southern edge of the Moravo-Silesian Palaeozoic.

## Doporučená citace článku:

Slobodník, M., Všianský, D., Slavíček, K., Poláčková, M., Huzlík, J. (2021). Neuspořádaný uhlík v tektonických zónách paleozoických sedimentů (devon moravskoslezského paleozoika). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 73–84.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-15627>

## Úvod

V paleozoických vápencích, odkrytých nejen v lomech v Mokré a Čebíně, se objevují pásma a zóny s horninami velmi intenzivně zbarvenými až do šedočerných odstínů. Jejich intenzivní rozpukání, drčení, mylonitizace a prostorový vztah k variským tektonickým zónám ukazuje na genetický vztah k deformačním procesům. Tento fenomén byl známý již dříve a hovořilo se o „pravděpodobně grafitizovaných“ zónách a tímto termínem byl i označován (např. Gilíková et al. 2010). Zatím asi nejpodrobněji jej studoval Bosák (1984) na Tišnovsku a v okolí Čebína. Uvádí různou intenzitu grafitizace kerogenu, přičemž nejintenzivnější grafitizace byla v tektonických zónách. S ohledem na stupeň uspořádanosti

krystalové struktury uhlíkaté hmoty odhaduje ve většině zkoumaných případů teplotu procesu do 300 °C.

Termín „grafitizace“ evokuje přínos uhlíku, či grafitu, příp. transformaci organické hmoty. Ale použití termínu „grafitizace“ musí zahrnovat hlavně i informaci o krystalinitě dosažené působením tepelné energie a tlaku, tj. o rozsahu transformace nebo stupni grafitizace (Marsh a Rodríguez-Reinoso 2006).

Grafitizace je finálním krokem procesu zrání uhlíkatých látek, jejichž náhodně orientované aromatické lamely uhlíkové sítě ztrácí adsorbované těkavé látky. Současně stupeň molekulárního uspořádání a propojení uhlíkových vrstev se zvyšuje rovnoběžnou orientací polyaromatických základních strukturních jednotek na vzdálenosti alespoň několika mikrometrů. Jestliže tyto domény jsou v rozmezí několika nanometrů, vznikají amorfni formy uhlíku (turbostratic carbon) (Blanche et al. 1995; Blanche a Rouzard 1997). S rostoucí teplotou a tlakem amorfni forma uhlíku mizí a probíhá částečná grafitizace. Skutečný grafit se tvoří dosažením trojrozměrného uspořádání vrstev, společně s rychlým nárůstem tloušťky vrstvy až o více než 5 000 μm (Nover et al. 2005).

Dokumentace tohoto procesu není až tak vzácná. Grafitizované zóny najdeme v krystaliniku ve spojení s mylonitizací hornin v šumavském moldanubiku u Svaté Kateřiny (Babůrek ed. 2012). Znamé jsou grafitizované zóny spojené s mylonity a s uranovou mineralizací na různých místech v moldanubiku (např. ložiska Rožná, Olší, Zadní Chodov, Okrouhlá Radouň) (Arapov et al. 1984). V karbonátových souvrstvích jsou černé uhlíkaté hmoty studovány např. v Barrandienu (Suchý et al. 2012).

Další projevy najdeme v Alpách, kde je tento fenomén spojen s výskytem mylonitů, brekcií a evaporitů (Cao a Neubauer 2019), další studie jsou ze zlomů na Novém Zélandu (Kirilova et al. 2018), ale i na dalších místech, kde jsou studovány ve vztahu k deformaci a tektonickým strukturám (např. Ádám 2001; Crespo et al. 2005).

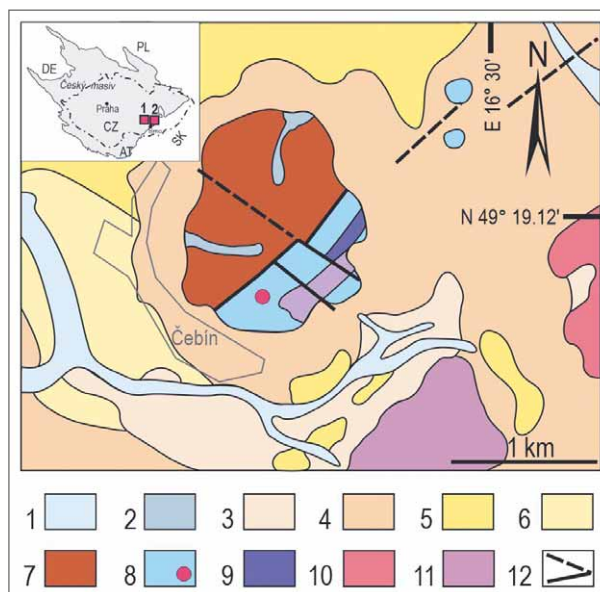
Prezentované studium je zaměřeno na získání nových informací o černé uhlíkaté hmotě v horninách jižní části moravskoslezského paleozoika. Získané poznatky mohou přispět k pochopení průběhu a podmínek deformačních procesů v karbonátových souvrstvích a migraci uhlíku za daných podmínek.

## Geologická stavba

### Čebínka

Morfologicky výrazný kopec Čebínka tvoří granitoidy a paleozoické sedimenty. Z regionálně geologického hlediska patří vápence na Čebínce k devonskému vývoji Moravského krasu na západním okraji brněnského masivu (Hladil 1979; Hanžl et al. 2007). Společně s karbonáty jsou zde přítomny klastické sedimenty devonu a permu ležící na granitoidech brunovistulika (obr. 1).

Tektonické poměry jsou na Čebínce složité. Současná geologická stavba vznikla během variské orogeneze a byla modifikována alpinskou orogenezí. Nejstarší tektonické linie jsou paralelní s průběhem boskovické brázdě se směrem SSV–JJZ (Zapletal 1922). Vlastní okrajový zlom byl modifikován v několika fázích zahrnující horizontální



Obr. 1: Geologická mapa okraje boskovické brázdě v okolí Čebínky s pozicí studovaných lokalit v Českém masivu (1 – obr. 1; 2 – obr. 2). Vysvětlivky: kvartér: 1 – fluvialní nivní sediment; 2 – smíšený sediment (holocén); 3 – písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment (diluvium); 4 – spraš a sprašová hlína (pleistocén); kenozoikum: 5 – vápnitý jíl (tégel), vzácné písky (miocén); 6 – klastika, písky, štěrky, občas zpevněné polohy pískovců a slepenců (baden); paleozoikum: 7 – rokytenské slepence (stephan–autun); 8 – vápence vilémovické (devon) se studovanou lokalitou; 9 – arkózy, slepence (devon); proterozoikum: 10 – biotitické až leukokratní granity; 11 – biotitické až amfibol-biotitické granodiority; 12 – zlomy (zjištěné a pravděpodobné). Geologické mapy on-line 1 : 50 000, ČGS.

Fig. 1: Geological sketch map of the Boskovic furrow eastern border near Čebínka with the position of the studied localities in the Bohemian Massif (1 – Fig. 1; 2 – Fig. 2).

Explanations: Quaternary: 1 – fluvial alluvial sediment; 2 – mixed sediment (Holocene); 3 – sandy-clay to clay-sandy sediment (diluvium); 4 – loess and loess earth (Pleistocene); Cenozoic: 5 – calcareous clay (tégel), rarely sands (Miocene); 6 – clastics, sands, gravels, sometimes lithified layers of sandstones and conglomerates (Baden); Palaeozoic: 7 – Rokytná conglomerates (Stephanian–Autunian); 8 – Vilémovice limestone (Devonian); 9 – arkoses, conglomerates (Devonian); Proterozoic: 10 – biotite to leucocratic granites; 11 – biotite to amphibole-biotite granodiorites; 12 – faults (detected and probable). Geological maps on-line 1 : 50 000, CGS.

posuny (Jaroš a Mísař 1967; Melichar a Roupec 1994; Melichar 1995), pokles v extenzi a přesmyk (Melichar 1995). Zlom směru SV–JZ odděluje permské rokytenské slepence v západní části Čebínky od vápenců a ostatních hornin.

Intenzivní deformace během variské tektogeneze vedly k detailnímu provrásnění (Špaček et al. 2002). Horniny jsou mylonitizovány, vápence na Čebínce jsou obvykle dolomitizované a kataklazované, a místy nabývají až charakteru brekcie. Pukliny jsou vyhojené různými typy karbonátu, popřípadě limonitem. Ve svrchní části lomu je odkrytý přesmyk bazálních devonských pískovců a mylonitizovaných granodioritů brněnského masivu přes vápence (Hanžl et al. 2007).



Paleozoické sedimenty jsou ovlivněny post-duktilní tektonikou východního okrajového zlomu boskovické brázdy. Tektogeneze je spojená s lokálním, mladším než spodnopermským přesmykem brněnského masivu, místy se šupinami devonu až spodního karbonu, přes permokarbonské sedimenty boskovické brázdy (Melichar 1995). Mezi další tektonické projevy dokumentované na lokalitě patří drcení granodioritů brněnského masivu a kulmských drob a vyvlékání útržků drcených vápenců podél zlomu po celé délce brázdy a jejich provrásnění (Špaček 2001; Špaček et al. 2002).

Transgresivní charakter primárního styku permských sedimentů a devonských vápenců se odvozuje z permské výplně paleokrasových kapes. Ve vápencích se objevují také paleokrasové kapsy s písčitou výplní, která svým složením odpovídá křídovým sedimentům (Otava 2000; Hanžl et al. 2007).

### Hády u Brna, Mokrá

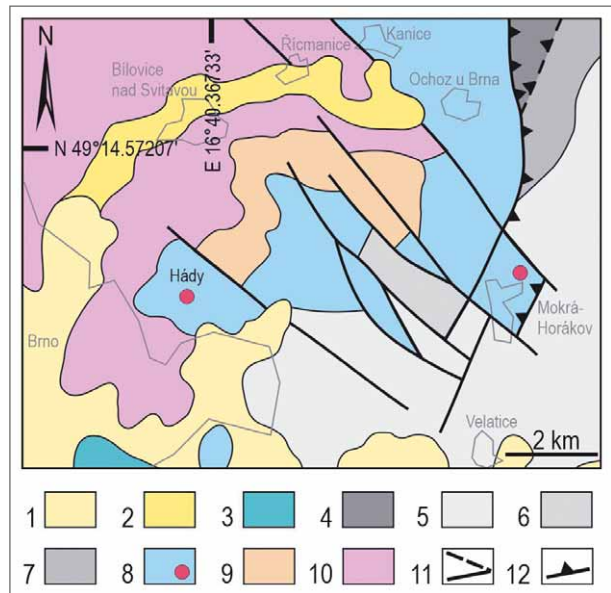
Z hlediska horninového složení a faciálního vývoje sedimentů je prostor jižního okraje Moravského krasu velmi pestrý. Na podložní horniny krystalinika brněnského masivu (brunovistulikum) nasedají sedimenty paleozoika (obr. 2). Nejstarší doložené paleozoické sedimenty jsou kambrické, dokumentované v hlubokých vrtech Němčičky-3, Němčičky-6 a Měnín-1 jv. od Brna (Roth 1981; Jachowicz a Přichystal 1997). Paleozoikum na j. okraji Moravského krasu je reprezentováno devonskými sledy s bazálními klastiky a zejména pak mělkovodnějšími faciemi macošského souvrství a hlubokovodnějšími faciemi líšeňského souvrství (křtinské a hádsko-říčské vápence), které přechází až do spodního karbonu. K detailní identifikaci tektonické stavby přispěly podrobné faciální studie, které v daném prostoru s karbonátovou a klastickou sedimentací umožnily definovat horákovský a hostěnický vývoj (např. Kalvoda et al. 2010).

Paleozoikum jižní části Moravského krasu má zřetelně doloženou příkrovovou a šupinovou stavbu (v nedávné době např. Schulmann et al. 1991; Hladil et al. 1999; Bábek et al. 2006) v poslední době upřesněnou např. prací Reze et al. (2011). Stejnou stavbu má i podložní krystalinikum (Čížek a Tomek 1991).

Základní důkazy násunů směrem k SV v jižní části Moravského krasu jsou uvedeny ve vysvětlivkách ke geologické mapě Mokrá-Horákov (Hladil et al. 1987) a v pracích J. Hladila (Hladil 1991; Hladil et al. 1991). Celá stavba je výsledkem tektonického vývoje podél moravské střižné zóny (Rajlich 1990). Intenzivně deformované horniny s vrásovo-zlomovými strukturami jsou patrné na všech velkých výchozech na jižním okraji Moravského krasu, zejména ve velkých lomech na Hádech a v lomech ložiska Mokrá. Intenzivní deformace je často doprovázena tlakovým rozpouštěním karbonátových hornin a střižné zóny mají až břidličnatý charakter s černým zbarvením (Rez et al. 2011).

### Materiál a metody

Studium bylo zaměřeno zejména na přítomnost a charakter tmavého horninového materiálu odebraného



Obr. 2: Geologická mapa jižního okraje paleozoika Moravského krasu. Vysvětlivky: kenozoikum: 1 – jíly, vápnité jíly (tégel), podřízené písky, štěrky a řasové vápence (spodní baden); 2 – jíly, slíny, podřízené písky, štěrky, tufty (spodní miocén, eggenburg-otttang); mezozoikum: 3 – vápence, dolomity, ojedinele pískovce (jura); paleozoikum: 4 – břidlice (svrchní visé–spodní namur?); 5 – slepence (svrchní visé–spodní namur?); 6 – droby, méně břidlice (svrchní visé–spodní namur?); 7 – droby, břidlice, slepence (svrchní visé); 8 – vápence (devon–spodní karbon), označené studované lokality; 9 – bazální pískovce a slepence (spodní–střední devon); proterozoikum: 10 – biotitické až amfibol-biotitické granity a granodiority; 11 – zlomy (zjištěné a pravděpodobné); 12 – násunové zlomy. Upraveno podle Geologické mapy on-line 1 : 500 000, ČGS.

Fig. 2: Geological sketch map of the southern part of the Moravian Karst.

Explanations: Cenozoic: 1 – clays, calcareous clays (tégel), subordinate sands, gravels and algae limestones (Lower Badenian); 2 – clays, silts, subordinate sands, gravels, tuffites (Lower Miocene, Eggenburgian–Ottangian); Mesozoic: 3 – limestones, dolomites, occasionally sandstones (Jurassic); Palaeozoic: 4 – shale (Upper Visean–Lower Namurian?); 5 – conglomerates (Upper Visean–Lower Namurian?); 6 – graywacks, less shales (Upper Visean–Lower Namurian?); 7 – graywacks, shales, conglomerates (Upper Visean); 8 – limestone (Devonian–Lower Carboniferous); 9 – basal sandstones and conglomerates (Lower–Middle Devonian); Proterozoic: 10 – biotite to amphibole-biotite granites and granodiorites; 11 – faults (detected and probable); 12 – thrust faults. Modified according to Geological maps on-line 1 : 500 000, CGS.

v lomu na Čebínce u Čebína a v lomu v Mokré u Brna (západní a střední lom). Laboratornímu studiu bylo podrobena celkem 16 vzorků, jednotlivé metody byly provedeny na ÚGV PŘF MU s výjimkou termálně optické analýzy provedené v Centru dopravního výzkumu v Brně.

### Optická a elektronová mikroskopie

Výbrusy a nábrusy byly studovány v procházejícím i odraženém světle s další dokumentací minerálních fází v režimu zpětně odražených elektronů (BSE) pomocí

elektronového mikroanalyzátoru CAMECA SX 100 při urychlovacím napětí 15 kV.

#### Prášková rtg-difrakční analýza

Ze vzorků byly pomocí vibračního mlýna a achátové třecí misky připraveny práškové preparáty. Prášková rtg-difrakční (XRD) analýza byla provedena na aparatuře Panalytical X'Pert PRO MPD s Co-anodou ( $\lambda_{\text{K}\alpha 1} = 0,178901 \text{ nm}$ ), 1-D pozičně citlivým detektorem a fixními divergenčními clonami při konvenční reflexní geometrii. Krok:  $0,033^\circ 2\theta$ , čas na krok: 130 s, měřená úhlová oblast:  $6\text{--}100^\circ 2\theta$ . Celková doba načítání jednoho skenu: 2 950 s. Za účelem identifikace grafitu byl práškový preparát vzorku CB\_2 podroben extrakcím v kyselině chlorovodíkové a fluorovodíkové. Nejprve došlo k rozpuštění karbonátů v 17% HCl za tepla. Následně byly ve 40% HF odstraněny silikáty a křemen. Po obou extrakcích byl vzorek čtyřikrát dekantován za účelem odstranění rozpuštěných iontů a po vysušení při  $40^\circ \text{C}$  do konstantní hmotnosti podroben XRD analýze při výše uvedených parametrech. Získaná data byla zpracována pomocí software

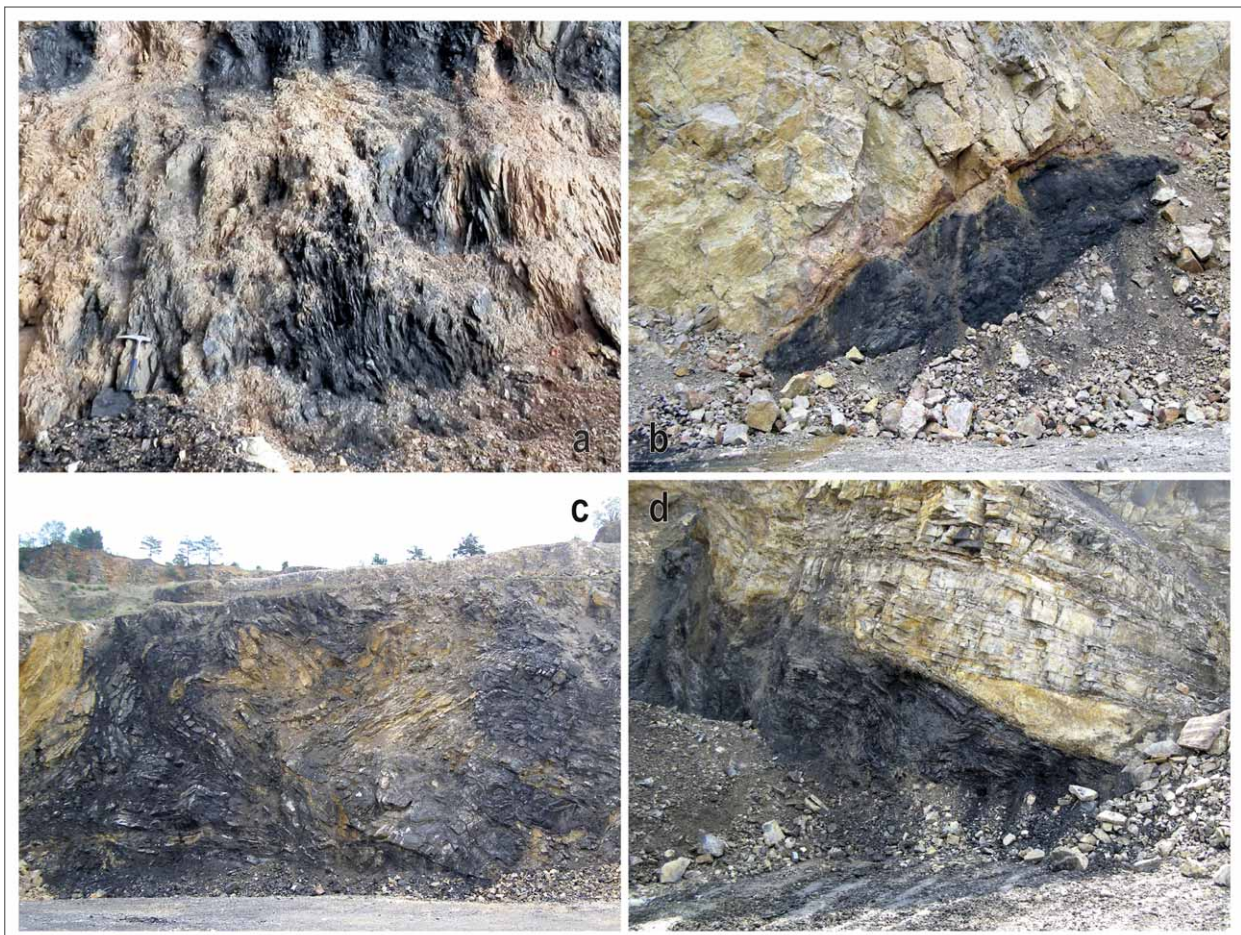
Panalytical HighScore 3 plus a Bruker AXS Diffrac plus Topas 4. Kvantitativní fázová analýza byla provedena Rietveldovou metodou.

#### Termická analýza

Metody termogravimetrie (TG) a diferenční skenovací kalorimetrie (DSC) byly použity především pro stanovení teplotního rozmezí vyhořívání uhlíku ve vzorku CB\_2. Analýza byla provedena pomocí přístroje Setaram Setsys EVO 1700. Experiment proběhl v dynamické vzduchové atmosféře při zahřívání v rozmezí  $40\text{--}1\ 000^\circ \text{C}$  s gradientem  $10^\circ \text{C}/\text{min}$ . Data byla zpracována pomocí software Setaram Processing. Navážka byla 31,0 mg, vzorek byl umístěn v korundovém kelímku.

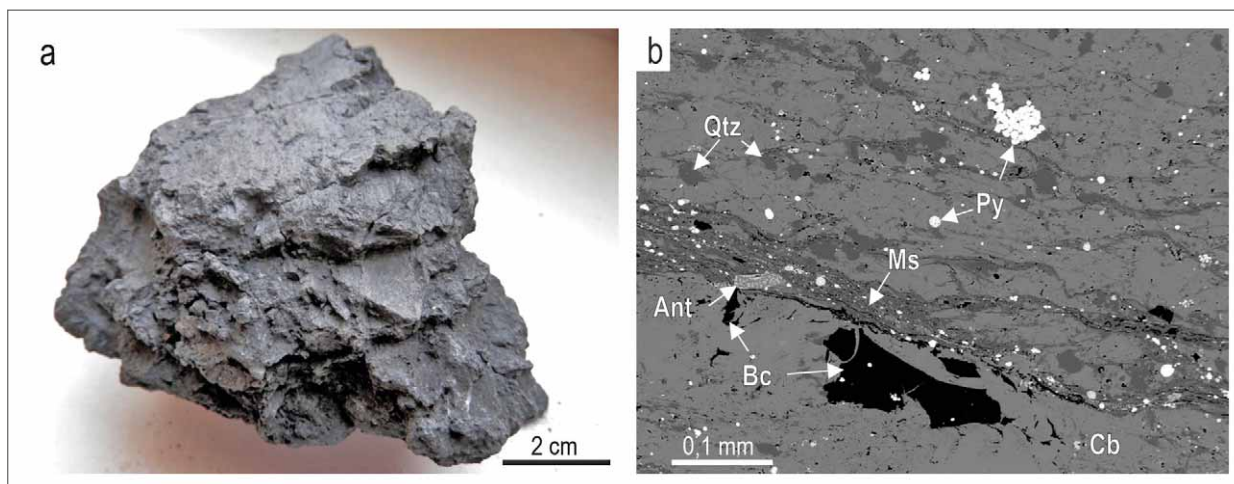
#### Termálně optická analýza

Pro stanovení přítomnosti a obsahu grafitu byla použita termálně optická analýza (NIOSH 870), která byla provedena analyzátozem OC/EC společnosti Sunset Laboratory ke stanovení organického a elementárního uhlíku. První část vzorku CB\_2 byla na křemenné podložce



Obr. 3: Příklady lomových stěn s deformovanými šedočernými horninami. a – Intenzivně deformované vápence zbarvené uhlíkatou hmotou, lom Čebín; b – Šedočerná tektonická zóna doprovázející zlomovou strukturu – násun – blízko vrstevnatosti vápenců, lom Čebín; c – detailně zvrásněné vápence s plochami odlepení a s šedočernou uhlíkatou hmotou, střední lom, Mokrá; d – Šedočerná tektonická zóna doprovázející násunový zlom mezi tektonickými šupinami, střední lom, Mokrá.

Fig. 3: Examples of quarry walls with deformed gray-black rocks. a – Intensively deformed limestones colored by carbon matter, Čebín quarry; b – Gray-black tectonic zone accompanying the fault structure – thrust – running close to the limestone layering, Čebín quarry; c – heavily folded limestone layers with detachment planes and with gray-black carbon matter, the central quarry, Mokrá; d – Gray-black tectonic zone accompanying the thrust fault between tectonic sheets, the central quarry, Mokrá.



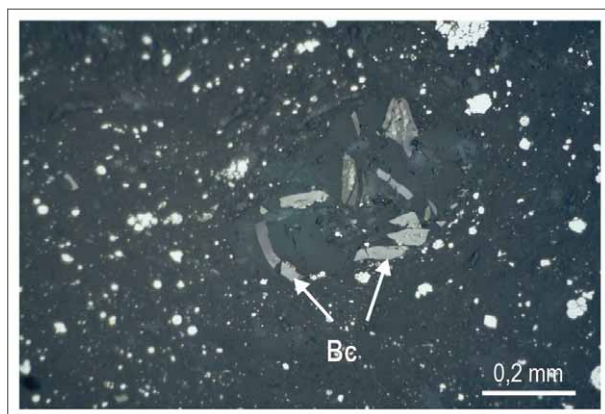
Obr. 4: a – Makrovzorek (CB\_2) černé horniny zbarvené uhlíkem z tektonické zóny, lom Čebín; b – BSE snímek materiálu z obr. 4a, „grafitizovaná“ zóna ve vápencích v lomu v Čebíně. Py – pyrit, Qtz – křemen, Bc – uhlíková hmota, Ms – slída, Ant – anatas, Cb – karbonát (světle šedý).

Fig. 4: a – The sample of black carbon-colored rock, Čebín Quarry; b – BSE image of the material from the Fig. 4a, „graphitized“ zone in limestones in the Čebín quarry. Py – pyrite, Qtz – quartz, Bc – carbonaceous matter, Ms – mica, Ant – anatase, Cb – carbonate (light gray).

vložena do křemenné pícky a zahřívána až na 870 °C. Organické látky byly po vytěkání oxidovány ( $\text{MnO}_2$ ) a převedeny na  $\text{CO}_2$  a ten byl v niklovém katalyzátoru kvantitativně konvertován na metan. Koncentrace metanu byla následně měřena pomocí plameno-ionizačního detektoru (FID). Při druhém nárůstu teploty byl všechny elementární uhlík oxidován kyslíkem a detekován stejným způsobem jako organický uhlík. Druhá část vzorku byla po dobu jedné hodiny vystavena působení par  $\text{HCl}$ , což způsobilo odstranění  $\text{CO}_2$  ze vzorku. Ten byl pak podroben opakované analýze pro kontrolu stanovení obsahu karbonátového uhlíku.

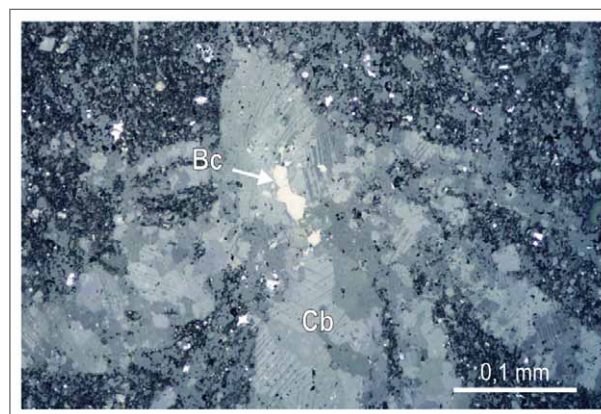
#### Ramanova spektroskopie

Ramanova spektra byla měřena na aparatuře se systémem JY/Horiba LabRam HR Raman v kombinaci s optickým mikroskopem Olympus BX 41. Uhlíkaté hmoty byly studovány v podobě leštěného nábrusu (CB\_2), další materiál byl separován s pomocí jehly pod binokulární lupou a bez další úpravy analyzován. V separovaném materiálu byla pozornost věnována lesklým černým ploškám. Pro vybuzení spekter byl použit objektiv  $50\times$  s dlouhou pracovní vzdáleností a zelený laser ( $\lambda = 532 \text{ nm}$ , výkon 50 mW, Nd:YAG). Intenzita záření byla snížena na 2,5 %, jelikož při vyšších intenzitách docházelo k vypalování vzorku. Vzorky byly ozařovány po dobu 20 s. Získané ramanovsky rozptýlené záření bylo rozloženo na mřížce



Obr. 5: Skupina anizotropních úlomků černé uhlíkové hmoty (Bc) v centrální části snímku je lokalizovaná v oválném agregátu křemene a hrubozrnějšího kalcitu. Okolo je směs kalcitu, křemene, slídy a pyritu (nejsvětlejší zrna). Lom Čebín. Odražené světlo, zkřížené nikoly.

Fig. 5: The group of anisotropic „fragments“ of black carbon mass (Bc) in the central part of the image is located in the oval aggregate of quartz and coarser-grained calcite. Around is a mixture of calcite-quartz-mica-pyrite (lightest grains). Čebín quarry. Reflected light, crossed nicols.



Obr. 6: Černá uhlíková hmota (Bc), s relativně vysokou odrazností, situovaná v žilkách hydrotermálního karbonátu (Cb, zrna s různými odstíny šedé). Okolní hmota je jemnozrná směs křemene, karbonátu, slíd a pyritu (nejsvětlejší zrna). Lom Mokrá. Odražené světlo.

Fig. 6: Black carbon matter (Bc), with relatively high reflektivita, situated in hydrothermal carbonate veins (Cb, grains with different shades of gray). The surrounding mass is a fine-grained mixture of quartz, carbonate, mica and pyrite (the lightest grains). Mokrá quarry. Reflected light.

Tabulka 1: Kvantitativní XRD fázové analýzy tmavých šedočerných hornin z lomů v Čebíně a v Mokré v hm. % (– nebylo detekováno).

Table 1: Quantitative XRD phase analysis of dark gray-black rocks from quarries in Čebín and Mokrá in mass % (– not detected).

minerál/vzorek	Čebín CB_2	Čebín CB 10	Čebín CB 11	Čebín CB 12	Mokrá stf. lom2	Mokrá m2-p4
Kalcit	47,9	66,6	46,5	81,9	7,7	28,4
Dolomit	2,8	8,4	2,8	1,1	–	–
Ankerit	2,1	–	–	–	–	–
Minerály se slídovou strukturou	21,5	7,3	13,6	5,5	8	61,5
Křemen	16,7	15,8	23,2	8,3	59,8	1,7
Apatit	–	–	–	–	16,6	–
Chlorit	3,8	–	2,4	0,8	3,2	4,1
Pyrit	3,8	1,8	6,4	1,3	1,9	0,9
Kaolinit	1,5	–	2,9	0,9	2,6	3,4
K-živec	1,4	–	1,5	–	–	–
Anatas	0,7	0,2	0,7	0,3	–	–
Sádrovec	1,1	–	–	–	0,3	–

s 600 drážkami na mm. Spektra byla načítána v rozsahu 100 až 3 000  $\text{cm}^{-1}$  po dobu 20 s. Dvě spektra byla analyzována v programu Fityk 1.3.1 (<http://fityk.nieto.pl>) s aplikací lorentzovy funkce pro nafitování křivek.

## Výsledky

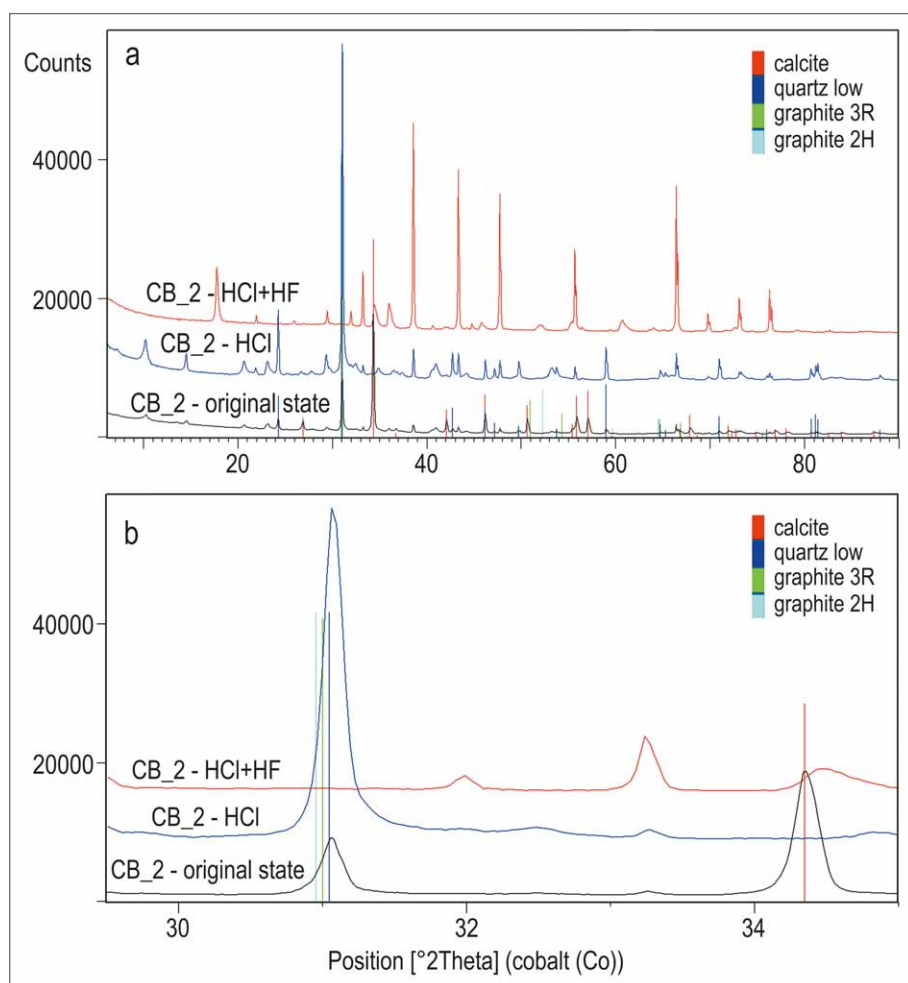
### Stavba a minerální složení studovaných struktur

Nejtmavější části tektonických mylonitizovaných zón neměly pevnou konzistenci a byly rozpádané bez

(puklinové systémy, zlomy, střížné zóny) (obr. 3b, c).

V materiálu studovaných tmavých zón jsou kromě karbonátu a křemene relativně často zastoupeny fylsilikáty, které jsou uspořádány do šmouh a střížných ploch, což koresponduje s makroskopickým vzhledem s často zřetelnými plochami skluzu (obr. 4a, b). Deformace a undulózní zhášení ve větších zrnech karbonátu je běžné, příp. rekrystalizace do shluků menších subzrn, ohýbání lamel, příp. vznik tlakových lamel. Všechny tyto

znaky ukazují na intenzivní tektonické deformace. Anizotropii a undulózní zhášení vykazují i ostrohranné úlomky uhlíkové hmoty (obr. 5). Černá uhlíková hmota bývá zřetelně součástí



Obr. 7: a – difraktogramy vzorku CB\_2. Černá křivka – vzorek v původním stavu, modrá křivka – stav po extrakci karbonátů s použitím HCl, červená křivka – stav po extrakci s použitím HCl i HF; b – detail difraktogramů vzorku CB\_2 v úhlovém rozsahu 29,5–35,0  $^{\circ}2\theta$  s vyznačením pozice difrakčních linií grafitu 3R a 2H, křemene a kalcitu.

Fig. 7: a – diffractograms of sample CB\_2. Black curve – sample in the original state, blue curve – state after extraction of carbonates using HCl, red curve – state after extraction using HCl and HF; b – Detail diffractograms of sample CB\_2 in the angular range 29.5–35.0  $^{\circ}2\theta$  with marking of the position of diffraction lines of graphite 3R and 2H, quartz and calcite.

žilek společně s ostatními hydrotermálními fázemi (obr. 6).

Ve všech vzorcích analyzovaných pomocí XRD je přítomen pyrit. Pyrit se často vyskytuje v podobě drobných zrn a jejich shluků ve formě framboidálních pyritů. V některých z analyzovaných vzorků je dále přítomen K-živce, anatas a ze sekundárních minerálů sádrovec. Anatas má velmi nepravidelný tvar, příp. nehomogenní porézni strukturu (obr. 4b).

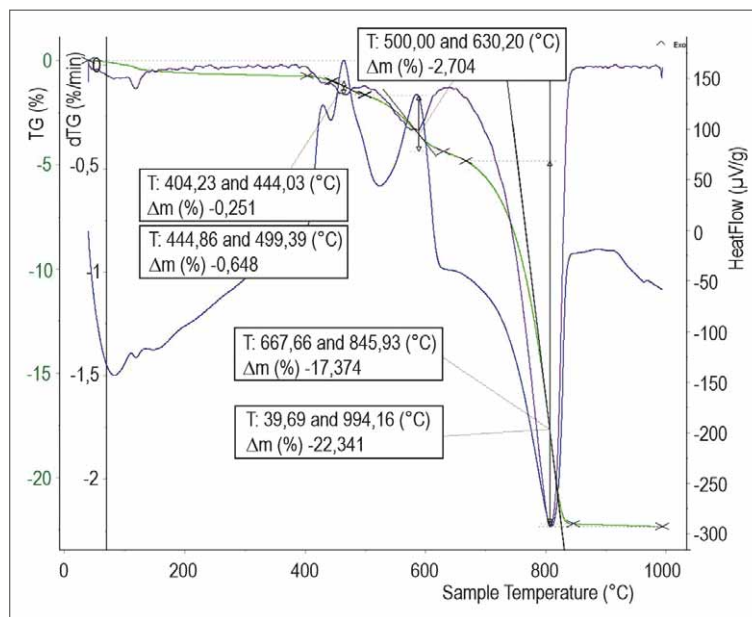
Obsahy jednotlivých minerálních fází ve studovaných vzorcích velmi kolísají (tab. 1). Kvantitativní fázová analýza ukázala, že obsah křemene může dosahovat až cca 60 hmot. %. Ve vzorcích z Čebína je dominantním minerálem kalcit a obsah dolomitu nepřesahuje 9%. Zastoupení kalcitu je ve vzorcích z Mokré výrazně nižší a dolomit zde chybí. V jednom ze vzorků z Čebína byl identifikován i ankerit. Fylosilikáty (slída, chlorit, kaolinit) jsou místy výrazně zastoupeny s obsahem i přes 20% (slída) a ve vzorku z líšeňského souvrství v Mokré se objevil obsah 16 hm. % apatitu.

Grafit nebylo možné v neupravených vzorcích pomocí XRD potvrdit ani vyvrátit z důvodu koincidence hlavní difrakční linie grafitu (001) a křemene (011) (obr. 7a, b). Po extrakci karbonátů a silikátů se na difraktogramu neprojevila difrakce křemene (011), ale ani grafitu (001). Grafit s trojrozměrnou periodickou strukturou tedy nebyl touto metodou ve vzorku prokázán.

### Termická a termálně-optická analýza

Použití TG/DSC prokázalo, že k vyhořívání potenciálně grafitického uhlíku ve vzorku CB\_2 dochází v rozmezí teplot 500–630 °C. Jedná se o výrazný exotermický efekt (na křivce tepelného toku) spojený s úbytkem hmotnosti 2,7% (pozorovaným na TG křivce, obr. 8). Dva koincidující exotermické efekty zaznamenané při nižších teplotách (cca 404–500 °C) odpovídají rozkladu pyritu a vyhořívání organické hmoty. Výrazný endotermický efekt v rozmezí teplot cca 668–846 °C odpovídá dekarbonatizaci kalcitu, hmotnostní změna spojená s tímto efektem je způsobena unikáním CO<sub>2</sub> ze vzorku.

Termálně optickou analýzou materiálu z lomu v Čebíně byl zjištěn obsah elementárního uhlíku 16,62 ± 0,98, resp. 18,41 ± 1,19 mg/g a celkový obsah organického a elementárního uhlíku přesahoval 24 mg/g (tab. 2).



Obr. 8: Termogram vzorku CB\_2. Křivky: zelená – TG; fialová – dTG (1. derivace TG); modrá – tepelný tok.

Fig. 8: Thermogram of sample CB\_2. Curves: green – TG; purple – dTG (1st derivative of TG); blue – heat flow.

### Ramanova spektra tmavé uhlíkové hmoty

Získaná spektra (data v tab. 1 v elektronické příloze) jsou u všech vzorků velice podobná. Nejintenzivnější jsou pásy okolo 1 361 a 1 583 cm<sup>-1</sup> (obr. 9a). Méně výrazné pásy byly identifikovány v okolí hodnot 2 630 a 2 870 cm<sup>-1</sup>. Dva vzorky byly vybrány pro podrobnější analýzu spekter pomocí naitování křivek. Bylo použito celkem osm pásů čistě lorentzovské funkce (parametry pásů viz tab. 2 v elektronické příloze). Zde se ukázaly drobné rozdíly v poloze a intenzitách pásů v oblasti 1 250–1 360 cm<sup>-1</sup> (obr. 9b).

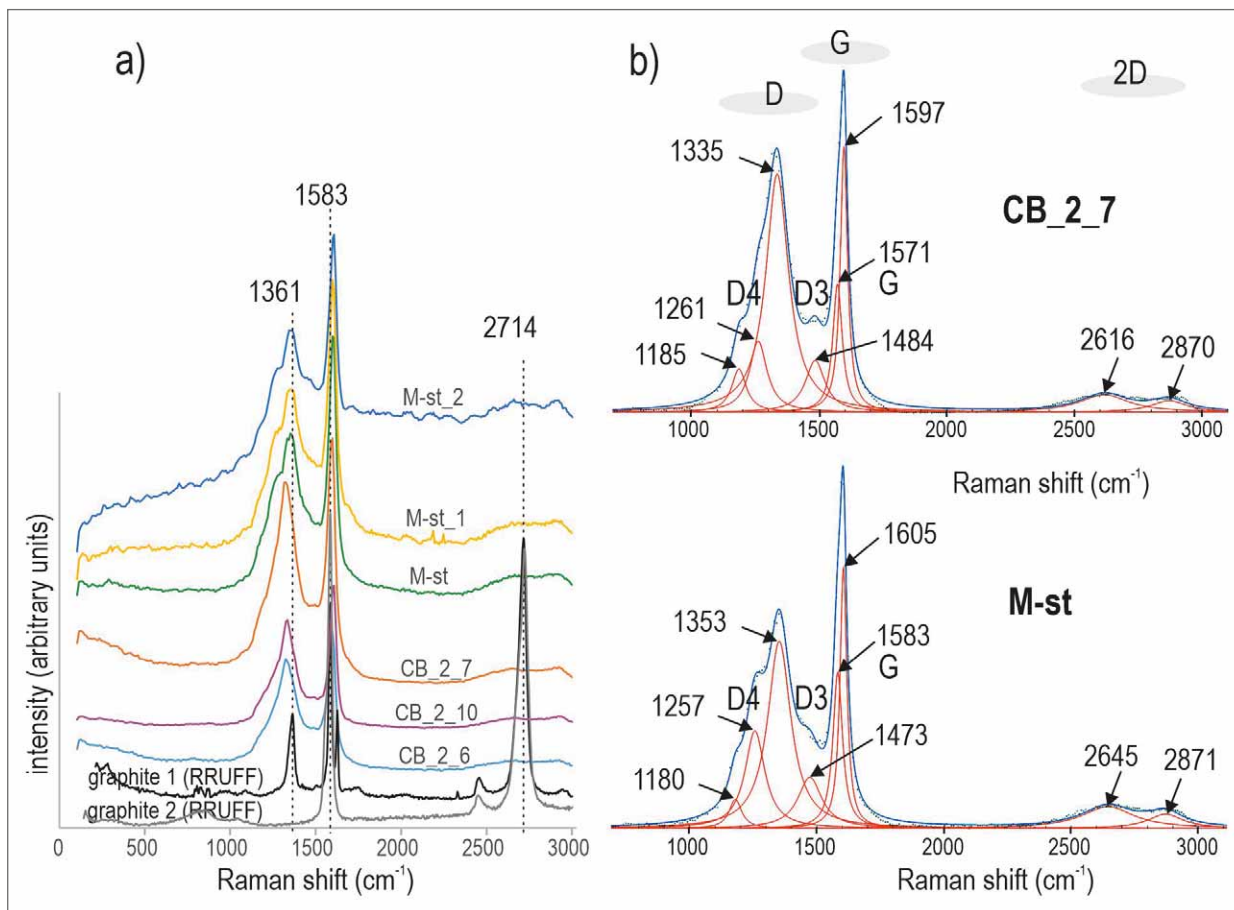
Nepatrné rozdíly u spekter jsou vidět na levé straně oblasti D mezi skupinou spekter z Mokré a skupinou ze vzorku z Čebínky (obr. 9a). Projevuje se to v analýze modelu, kde je výraznější rozdíl v intenzitě mezi pásem 1 261 cm<sup>-1</sup> (CB\_2\_7) a 1 257 cm<sup>-1</sup> (M-st) (obr. 9b). U ostatních pásů jsou mezi oběma vzorky podobné intenzity a jejich středy se příliš neliší. Pro porovnání je použito spektrum uspořádaného grafitu (graphite 2, RRUFFID=R090047) a také neuspořádaného grafitu (graphite 1, RRUFFID=R120025) (tab. 3 v elektronické příloze), které vykazuje intenzivnější pás 1361 cm<sup>-1</sup> typický právě pro neuspořádaný grafit (graphite 1, 1 355 m<sup>-1</sup>, Beyssac et al. 2002). Dobře vykrytalovaný uspořádaný grafit má v pásmu 1. řádu jen jeden pás 1 583 cm<sup>-1</sup> (1 582 cm<sup>-1</sup>, Beyssac et al. 2002). Všechna získaná spektra černé uhlíkové hmoty ukazují velmi podobnou strukturu.

Tabulka 2: Výsledky termálně optické analýzy vzorku CB\_2 (jemně zrnitý).

Table 2: Results of thermal optical analysis of sample CB\_2 (fine-grained).

analýzy	Organický uhlík (OC)		Elementární uhlík (EC)		Karbonátový uhlík (CC)		Celkový uhlík (TC)	
	OC [mg/g]	nejistota*	EC [mg/g]	nejistota	CC [mg/g]	nejistota	TC [mg/g]	nejistota
CB_2	8,31	1,5	16,62	0,98	18,7	1,09	43,64	2,48
CB_2 + HCl	7,76	0,66	18,41	1,19	0	0	26,17	1,86

\* nejistota jako statistický parametr



Obr. 9: a – Ramanova spektra černé uhlíkové hmoty z lokality Čebínka (CB\_2) a Mokrá střední lom (M-st). Pro porovnání je přidáno spektrum neuspořádaného grafitu (graphite 1, RRUFF database) a uspořádaného grafitu (graphite 2, RRUFF database); b – dvě datová spektra (tečkovaná čára) CB\_2\_7 a M-st a jejich model (modrý) analyzovaný s použitím Lorentzovy funkce pro naitování píků (červené). D, G, 2D – spektrální oblasti, data píků viz tab. 3 v elektronické příloze.

Fig. 9: a – Raman spectra of black carbon from Čebínka hill and Mokrá middle quarry site. The spectrum of disordered graphite (graphite1, RRUFF database) and ordered graphite (graphite2, RRUFF database) is added for comparison; b – two data spectra (dotted line) CB\_2\_7 and M-st and their model (blue) analyzed using Lorentzian peaks (red). D, G, 2D – spectral regions, for peaks data see Tab. 3 in the electronic attachment.

**Diskuze**

Tektonická pozice studovaných zón s šedočernou uhlíkatou hmotou a jejich, v podstatě hydrotermální minerální asociace, ukazuje na mobilizaci jednotlivých složek z okolních hornin během metamorfne-tektonických procesů a na využití tektonických struktur pro

jejich lokalizaci. Studované lokality a jednotlivé struktury se nachází v tektonicky exponovaných místech a silně deformovaných horninových masivech (Špaček 2001; Rez et al. 2011).

Organická hmota jako zdroj uhlíku velmi pravděpodobně pochází z blízkého okolí, protože na geologickém složení studovaného regionu se významně podílí sedimentární fosiliferní horniny. Na jižním okraji Moravského krasu jsou dokonce významně zastoupeny tmavošedé vápence a břidlice anoxických facií líšeňského souvrství (např. Kalvoda et al. 2018), které jsou zbarvené rozptýlenou organickou hmotou. Výrazně tmavošedým zbarvením v Růženině lomu na Hádech u Brna se projevuje široká střížná zóna v hádsko-říčských vápencích (obr. 10) s kalcit-křemennými žilkami, kde byl zjištěn



Obr. 10: Mohutná a široká střížná zóna (násunová) zbarvená do tmavošedých odstínů v severní stěně Růženina lomu na kopci Hády u Brna.

Fig. 10: Huge and wide shear zone (thrust zone) colored in dark gray shades in the north wall of the Růženina quarry at the Hády hill near Brno.

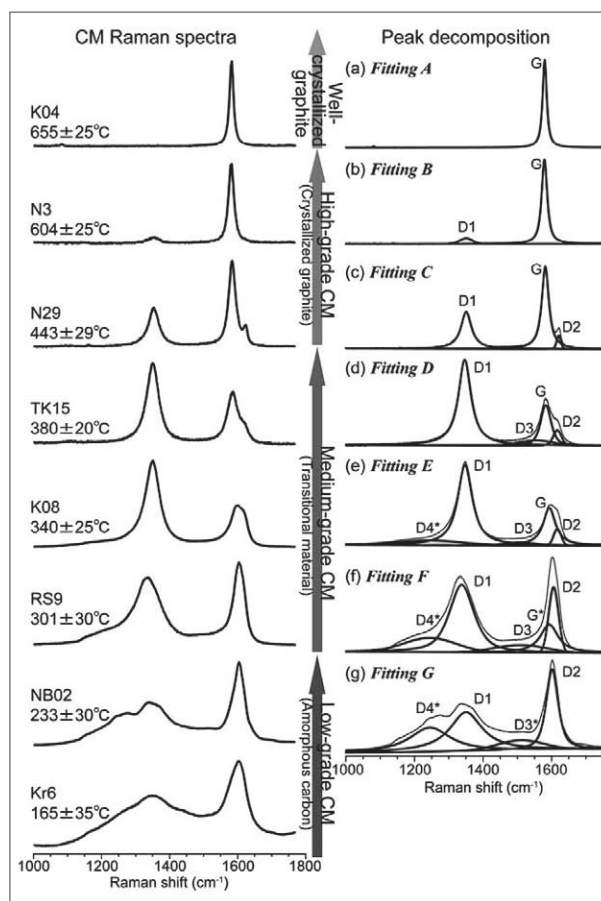
výskyt uhlovodíků ve fluidních inkluzích v křemenech (Slobodník et al. 2008).

Optické metody potvrdily výskyt černě zbarvené uhlíkové hmoty se střední intenzitou odrazu světla s hnědo-běžovým odstínem. Úlomky této hmoty vykazovaly optickou anizotropii (vzorek CB\_2), ale je obtížné uvažovat o více či méně uspořádané struktuře uhlíku směřující ke grafitu, pokud jde o naleštěný povrch. Je prokázáno, že leštěním nebo jiným mechanickým působením na uhlíkovou hmotu dochází ke změně struktury uhlíku (Salver-Disma et al. 1999; Lünsdorf 2016; Ammar a Rouzaud 2012). Nicméně obsah organického a elementárního uhlíku zjištěný termálně optickou analýzou je ve vzorku z Čebínky 2,4 hm. %.

Prášková RTG difraktometrie a TG/DSC analýza neprokázala přítomnost grafitu s trojrozměrnou strukturou. Po extrakci silikátů a křemene pomocí kyseliny fluorovodíkové nebyla v difraktogramu vzorku CB\_2 identifikována hlavní difrakční linie grafitu (001). Exotermický efekt, zaznamenaný při nejvyšší teplotě, proběhl v rozmezí 500–630 °C. Vyhřívání grafitu ve vzduchové atmosféře probíhá při teplotách 600 – <1 000 °C (např. Földvári 2011). Vzhledem k relativně nízkým teplotám vyhřívání lze proto předpokládat, že s největší pravděpodobností nejde o grafit s trojrozměrnou strukturou, ale o grafitizovanou organickou hmotu.

Ramanovo spektrum uhlíkové hmoty bude diskutováno terminologií pro spektrum grafitu. To se skládá z regionu prvního (1 000–1 800  $\text{cm}^{-1}$ ) a druhého řádu (2 500–3 100  $\text{cm}^{-1}$ ) (např. Nemanich a Solin 1979; Pasteris a Wopenka 1991; Beyssac et al. 2002). V prvním řádu se rozlišuje pás D a G. Pás D není přítomen v čistě krystalickém grafitu bez defektů ve struktuře (Beyssac a Lazzeri 2012). Objevuje se při větší neuspořádanosti grafitu (např. Reich a Thomsen 2004). Pozice G pásu se mění a souvisí se stupněm krystalinity grafitu a neuspořádanosti vazeb (Ferrari a Robertson 2000). Pásky druhého řádu, které se označují 2D, jsou u grafitu dobře definované s intenzitou srovnatelnou s pásem G (Beyssac a Lazzeri 2012), což u studovaných vzorků nenastává (viz obr. 9a, b).

Analýza Ramanových spekter ukázala velmi podobná spektra obou řádů ve všech typech vzorků (separovaná uhlíková hmota i leštěný nábrus) a jen malé rozdíly ve spektrech z obou lokalit. Je tedy velmi pravděpodobné, že stupeň krystalinity uhlíkové černé hmoty je velmi podobný. Všechna zaznamenaná spektra jsou odlišná jak od spektra neuspořádaného grafitu, tak i od grafitu s uspořádanou strukturou. Zjištěná spektra jsou podobná spektru černého uhlíku v nízkoprouhelné uhelné hmotě (Ulyanova et al. 2014), spektru nízké vyžálosti organické hmoty odpovídající přibližně  $R=2$  a obsahu uhlíku okolo 91 % (Lünsdorf 2016), velmi neuspořádanému uhlíku (Merlen et al. 2017), černému uhlíku, na jehož spektru jsou patrné i píky druhého řádu (Bokobza et al. 2015) nebo amorfnímu uhlíku jako je uhlí nebo kerogen (např. Zerda et al. 1981; Wopenka a Pasteris 1993). Ve spektrální oblasti G je v analyzovaném spektru zřetelný malý pík G (obr. 9b), který odpovídá vibračnímu módu krystalovaného grafitu (např. Kouketsu et al. 2014)



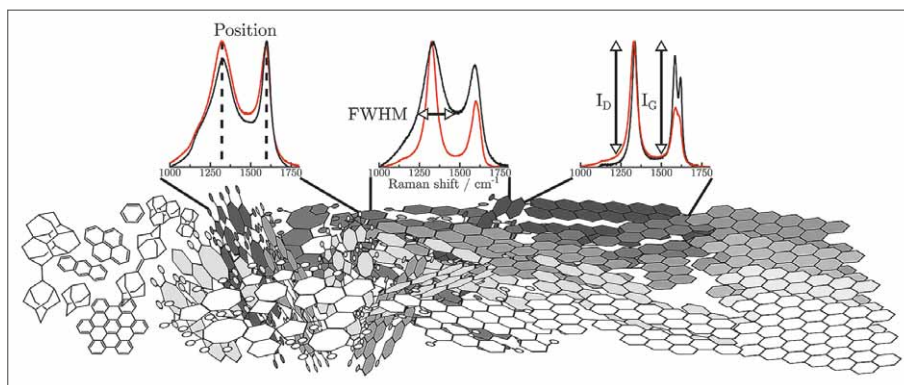
Obr. 11: Srovnání tvaru ramanovského spektra uhlíkové hmoty při různém stupni uspořádanosti uhlíku, změny pološířky pásů (FWHM) a intenzit (I) (Schuepfer et al. 2020).

Fig. 11: Comparison of the shape of the Raman spectrum of carbon matter at different degrees of carbon order, bandwidth change (FWHM) and intensities (I) (Schuepfer et al. 2020).

a tak je možné uvažovat o přítomnosti malého množství grafitu ve vzorcích, které by mohlo být skryto v obsahu elementárního uhlíku zjištěného v pionýrské termálně-optické analýze.

Parametry zmíněných pásů grafitizované organické hmoty a grafitu je možné použít jako geotermometr metamorfických procesů (obr. 11). Ze srovnání s publikovanými daty pro podobné hmoty je možné odhadnout teplotní podmínky metamorfózy a zároveň grafitizace organického materiálu na nižší než 250 °C. Východiskem pro toto tvrzení je nižší intenzita oblasti pásu D, než u oblasti G (obr. 9), a zároveň přítomnost a poměrně vysoká intenzita pásu D4 (Lahfid et al. 2010, Kouketsu et al. 2014).

Přítomnost křemene, chloritu, K-živců, anatasu a pyritu a jejich uspořádání podél vytvořených smykových ploch (foliací) ukazují i na spolupůsobení fluidní fáze (tab. 1, obr. 4b) během formování těchto zón s černou uhlíkatou hmotou. Častý výskyt framboidální formy pyritu, charakteristické pro níže teplotní spíše diagenetické procesy spojené s přítomností organických látek (např. Popa et al. 2004, Cavalazzi et al. 2014), naznačuje, že tento framboidální pyrit je produktem nízkoteplotního procesu. Avšak experimenty prokázaly i abiogenní vznik framboidálních pyritů v teplotách nad 60 °C (Ohfuji a Rickard 2005). Ale



Obr. 12: Různé tvary ramanovských spekter a parametrů pík uhlíkové hmoty v závislosti na stupni metamorfózy (Kouketsu et al. 2014).

Fig. 12: Different shapes of the Raman spectra and parameters of carbon matter peaks depending on the degree of metamorphosis (Kouketsu et al. 2014).

určitě krystalizace a vznik hojných framboidálních pyritů není výsledkem vysokoteplotního procesu. V podstatě může jít o vznik v rámci descendentní migrace vod, která se v tektonických zónách vhodných pro migraci fluid setkává s redukčním prostředím bohatým na organickou hmotu a černou uhlíkatou hmotu.

Otázkou zůstávají teplotní parametry procesu transformace organické hmoty do podoby černé uhlíkové hmoty, procesu zrání uhlíku a vznik grafitu (obr. 12), což vyžaduje vyšší teploty (Kouketsu et al. 2014). Studie variských syntektonických hydrotermálních procesů v paleozoiku (Slobodník et al. 2008) prokázaly jisté zvýšení teploty v násunových zónách z regionálních hodnot (100–150 °C) až na 280 °C, příp. 160–270 °C (Stará Ves u Bílovce), 140–230 °C (Hády u Brna).

Vzhledem ke koncentraci novotvořené minerální asociace včetně uhlíku do poměrně úzkých tektonických zón je možné uvažovat o navýšení primárně nižší regionální teploty o hodnoty frikčního tepla. Mohlo tak být dosaženo teploty potřebné ke vzniku černé uhlíkaté hmoty s neuspořádanou strukturou uhlíku, ale pravděpodobně nikoliv ještě grafitu. Výše zmíněné mikrotermometrické teploty fluid se v zásadě pohybují okolo 200 °C a to je v dobrém souladu se studii z podmínek nízké metamorfózy. Obecný tvar ramanových spekter uhlíkové hmoty může být použit jako dobrý indikátor teploty metamorfózy (např. Pasteris a Wopenka 1991, Wopenka

a Pasteris 1993). Ramanova spektra studovaných vzorků vykazují vysokou míru podobnosti se spektry slabě uspořádané uhlíkové hmoty (viz obr. 11, Beyssac et al. 2002a) z podmínek nízké metamorfózy. V této kategorii uhlíkové hmoty (low-grade CM) jsou uváděny teploty 150–280 °C (obr. 11, Kouketsu et al. 2014), což se překrývá i s mikrotermometrickými teplotními daty ve studovaném regionu. Podrobnější analýzy spekter s použitím dalších parametrů jednotlivých pík (např. intenzita, pološířka pásů – FWHM) ze studovaných vzorků zatím nebyly provedeny.

### Závěr

Studium tmavých šedočerných zón v karbonátových souvrstvích v moravskoslezském paleozoiku dokládá těsnou vazbu na tektonickou deformaci. Jejich hydrotermální minerální asociace je velmi pravděpodobně mobilizovaná z okolních hornin během variské tektonicko-metamorfní aktivity. Uhlíková hmota zbarvující tyto zóny do šedočerných odstínů je součástí minerální asociace a její charakter je v souladu s nezávislými termometrickými daty. Má charakter amorfního či neuspořádaného uhlíku z podmínek nízké metamorfózy pro teplotní rozsah 150–280 °C, což jsou teplotní parametry doložené ze studia fluid vázaných na násunovou tektoniku.

Vyšší stupeň uspořádání vnitřní struktury uhlíku (vyšší stupeň krystalinity) nebyl prokázán. Používání termínu „grafitizace“ by měl být používán s vyšší mírou zvažení o jeho vhodnosti vzhledem k nízké krystalinitě/vyzrání uhlíkové hmoty v tomto typu geologických procesů.

### Poděkování

Autoři děkují recenzentům Václavu Suchému a Petru Mikyskovi a editorovi Davidu Buriánkovi za podnětné připomínky k úpravě rukopisu. Výzkum byl financován ze specifického výzkumu PřF MU.

### Literatura

- Ádám, A. (2001). Relation of the graphite and fluid bearing conducting dikes to the tectonics and seismicity (Review on the Transdanubian crustal conductivity anomaly). – *Earth, Planets and Space*, 53, 903–918. <https://doi.org/10.1186/BF03351687>
- Ammar, M. R., Rouzaud, J.-N. (2012). How to obtain a reliable structural characterization of polished graphitized carbons by Raman microspectroscopy. – *Journal of Raman Spectroscopy*, 43, 2, 207–211. <https://doi.org/10.1002/jrs.3014>
- Arapov, J. A., Bojcov, V. J., Česnokov, N. I., Djakonov, A. V., Halbrštát, J., Jakovjenko, M. A., Kolek, M., Komínek, J., Kozyrev, N. V., Kremčukov, A. G., Lažanský, M., Milovanov, A. I., Nový, V., Šorf, F. (1984). *Československá ložiska uranu*. – Nakladatelství technické literatury. Praha. 350 s.
- Bábek, O., Tomek, Č., Melichar, R., Kalvoda, J., Otava, J. (2006). Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian zone, Bohemian Massif: a review. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 239, 1, 37–75. <http://dx.doi.org/10.1127/njgpa/239/2006/37>



- Babůrek, J. (ed.) (2012). Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, 21–423 Stará Lhota. MS, Česká geologická služba, Praha.
- Beysnac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. – *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Beysnac, O., Rouzaud, J. N., Goffé, B., Brunet, F., Chopin, C. (2002a). Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 19–31. <https://doi.org/10.1007/s00410-001-0324-7>
- Beysnac, O., Goffé, B., Petit, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M., Rouzaud, J.-N., (2003). On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. – *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 59, 10, 2267–2276. [https://doi.org/10.1016/S1386-1425\(03\)00070-2](https://doi.org/10.1016/S1386-1425(03)00070-2)
- Beysnac, O., Lazzeri, M. (2012). Application of Raman spectroscopy to the study of graphitic carbons in the Earth Sciences. – In: J. Dubessy, J., Caumon, M.-C., Rull, F. eds: *Applications of Raman Spectroscopy to Earth Sciences and Cultural Heritage*. EMU Notes in Mineralogy, 12, 415–454, European Mineralogical Union and the Mineralogical Society of Great Britain & Ireland. <https://doi.org/10.1180/EMU-notes>
- Blanche, C., Rouzard, J. N., Dumas, D. (1995). New data on anthracite graphitizability. – *Omnibook online American Carbon Society*, 694–695.
- Blanche, C., Rouzard, J. N., (1997). Possible role of iron in graphite formation. – *Omnibook online, American Carbon Society*, 696–697.
- Bokobza, L., Bruneel, J.-L., Couzi, M. (2015). Raman spectra of carbon-based materials (from graphite to carbon black) and of some silicone composites. – *C*, 1, 77–94. <https://doi.org/10.3390/c1010077>
- Bosák, P. (1984). Organická hmota v devonských karbonátových horninách na Tišnovsku. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 29, 1, 41–53. Praha.
- Cao, S., Neubauer, F. (2019). Graphitic material in fault zones: Implications for fault strength and carbon cycle. – *Earth-Science Reviews*, 194, 109–124. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.008>
- Cavalazzi, B., Agangi, A., Barbieri, R., Franchi, F., Gasparotto, G. (2014). The formation of low-temperature sedimentary pyrite and its relationship with biologically-induced processes. – *Geology of Ore Deposits*, 56, 395–408. <https://doi.org/10.1134/S107570151405002X>
- Crespo, E., Luque, J., Barrenechea, J., Rodas, M. (2005). Mechanical graphite transport in fault zones and the formation of graphite veins. – *Mineralogical Magazine*, 69, 4, 463–470. <https://doi.org/10.1180/0026461056940266>
- Čížek, P., Tomek, Č. (1991). Large scale thin-skinned tectonics in the eastern boundary of the Bohemian Massif. – *Tectonics*, 10, 273–286. <https://doi.org/10.1029/89TC03241>
- Ferrari, A. C., Robertson, J. (2000). Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. – *Physical Review B* 61, 95–107. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.61.14095>
- Földvári, M. (2011). Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. – Geological Institute of Hungary. Budapest. Vol. 213, 180 p.
- Gilíková, H., Hladil, J., 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., Něhyba, 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. – MS, Česká geologická služba Praha. 239 s.
- Hanžl, P., Buriánková, K., Čtyrkoká, J., Čurda, J., Gilíková, H., Güntlerová, P., Kabátník, P., Kratochvílová, H., Manová, M., Maštera, L., Neudert, O., Otava, J., Petrová, P., Šalamanský, K., Šrámek, J., Švecová, J., Vít, J. (2007). Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, 24–321 Tišnov. – Česká geologická služba, Praha.
- Hladil, J. (1979). Útesová fauna z devonských vápenců u Malhostic (východní okraj boskovické brázdy). – *Věstník Ústředního Ústavu geologického*, 54, 3, 179–183. Praha.
- Hladil, J. et al. (1987). Základní geologická mapa ČSSR 24-413 Mokrý-Horákov. – Česká geologická služba.
- Hladil, J. (1991). Násunové struktury v jižním uzávěru Moravského Krasu. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1989*, 80–81.
- Hladil, J., Krejčí, Z., Kalvoda, J., Winter, M., Galle, A., Berousek, P. (1991). Carbonate ramp environment of Kellwasser time interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia). – *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 100, 1–2, 57–119.
- Hladil, J., Melichar, R., Otava, J., Galle, A., Krs, M., Man, O., Pruner, P., Cejchman, P., Orel, P. (1999). The Devonian in the easternmost Variscides, Moravia: a holistic analysis directed towards comprehension of the original context. – In: Feist, R., Talent, J. A., Daurer, A. eds: *North Gondwana Mid-Palaeozoic Terranes, Stratigraphy and Biota*, *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 54, 27–47.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002). Geologická minulost České republiky. – Academia. Praha. 436 s.
- Jachowicz, M., Přichystal, A. (1997). Nález spodnokambričských sedimentů v hlubokých vrtech na jižní Moravě. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1996*, 4, 64. Brno.
- Jaroš, J., Mísař, Z. (1967). Problém hlubinného zlomu boskovické brázdy. – *Sborník geologických Věd, Geologie*, 12, 131–147.
- Kalvoda, J., Devuyt, F. X., Bábek, O., Dvořák, L., Rak, Š., Rez, J. (2010). High-resolution biostratigraphy of the Tournaisian-Visean (Carboniferous) boundary interval, Mokrý quarry, Czech Republic. – *Geobios*, 43, 317–331. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2009.10.008>
- Kalvoda, J., Kumpán, T., Holá, M., Bábek, O., Kanický, V., Škoda, R. (2018). Fine-scale LA-ICP-MS study of redox oscillations and REEY cycling during the latest Devonian Hangenberg Crisis (Moravian Karst, Czech Republic). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 493, 30–43. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.12.034>

- Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D., Wallis, S. (2014). A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. – *Island Arc*, 23, 33–50. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B. (2010). Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). – *Terra Nova*, 22, 5, 354–360. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>
- Lünsdorf, N. K. (2016). Raman spectroscopy of dispersed vitrinite – Methodical aspects and correlation with reflectance. – *International Journal of Coal Geology*, 153, 75–86. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2015.11.010>
- Marsh, H., Rodríguez-Reinoso, F. (2006). CHAPTER 9 – Production and reference material. – In: *Activated carbon*, 454–508, Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-044463-5.X5013-4>
- Melichar, R. (1995): Tektonický význam boskovické brázdy. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994*, 64–66. Brno.
- Melichar, R., Roupec, P. (1994). Nové poznatky o geologii brněnského masívu jižně od Černé Hory. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1993*, 90–91. Brno.
- Merlen, A., Buijnsters, J.G., Pardanaud, C. (2017). A guide to and review of the use of multiwavelength Raman spectroscopy for characterizing defective aromatic carbon solids: from graphene to amorphous carbons. – *Coatings*, 7, 153. <https://doi.org/10.3390/coatings7100153>
- Nemanich, R. J., Solin, S. A. (1979). First- and secondorder Raman scattering from finite-size crystals of graphite. – *Physical Review B* 20, 392–401. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.20.392>
- Nover, G., Stoll, J. B., von der Gönna, J. (2005). Promotion of graphite formation by tectonic stress – a laboratory experiment. – *Geophysical Journal International*, 160, 3, 1059–1067. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02395.x>
- Ohfuiji, H., Rickard, D. (2005). Experimental syntheses of frambooids – a review. – *Earth-Science Reviews*, 71, 147–170. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.001>
- Otava, J. (2000). Paleokrasové výplně typu rudických vrstev na Čebínce a na Květnici. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1999*, 7, 72–73.
- Pasteris, J. D., Wopenka, B. (1991). Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. – *Canadian Mineralogist*, 29, 1–9.
- Popa, R., Kinkle, B. K., Badescu, A. (2004). Pyrite frambooids as biomarkers for iron-sulfur systems. – *Geomicrobiology Journal*, 21, 193–206. <https://doi.org/10.1080/01490450490275497>
- Rajlich, P. (1990). Strain and tectonic styles related to Variscan transpression and transtension in the Moravo-Silesian Culmian basin, Bohemian Massif, Czechoslovakia. – *Tectonophysics*, 174, 3–4, 351–367.
- Reich, S., Thomsen, C. (2004). Raman spectroscopy of graphite. – *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 362, 2271–2288. <https://doi.org/10.1098/rsta.2004.1454>
- Rez, J., Melichar, R., Kalvoda, J. (2011). Polyphase deformation of the Variscan accretionary wedge: an example from the southern part of the Moravian Karst (Bohemian Massif, Czech Republic). – In: Poblet, J., Lisle, R. J. (eds): *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*, Geological Society, London, Special Publications, 349, 223–235. <https://doi.org/10.1144/SP349.12>
- Roth, Z. (1981): Spodní kambrium na Moravě? – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 1, 26, 1–6. Praha.
- Salver-Disma, F., Tarascon, J. M., Clinard, C., Rouzaud, J. N. (1999). Transmission electron microscopy studies on carbon materials prepared by mechanical milling. – *Carbon*, 37, 1941–1959. [https://doi.org/10.1016/S0008-6223\(99\)00059-7](https://doi.org/10.1016/S0008-6223(99)00059-7)
- Schuepfer, D. B., Badaczewski, F., Guerra-Castro, J. M., Hofmann, D. M., Heiliger, C., Smarsly, B., Klar, P. J. (2020). Assessing the structural properties of graphitic and non-graphitic carbons by Raman spectroscopy. – *Carbon*, 161, 359–372. <https://doi.org/10.1016/j.carbon.2019.12.094>
- Schulmann, K., Ledru, P., Autran, A., Melka, R., Lardeaux, J. M., Urban, M., Lobkowicz, M. (1991). Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. – *Geologische Rundschau*, 80, 73–92. <https://doi.org/10.1007/BF01828768>
- 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.
- Suchý, V., Sýkorová, I., Dobeš, P., Machovič, V., Filip, J., Zeman, A., Stejskal, M. (2012). Blackened bioclasts and bituminous impregnations in the Koněprusy Limestone (Lower Devonian), the Barrandian area, Czech Republic: implications for basin analysis. – *Facies*, 58, 759–777. <https://doi.org/10.1007/s10347-011-0292-y>
- Špaček, P. (2001): Mikrotektonika a stratigrafie paleozoických vápenců jihozápadního okraje brunovistulika. – MS, disertační práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Brno.
- Špaček, P., Kalvoda, J., Hladil, J., Melichar, R. (2002). Stratigraphic reconstruction of tectonically disturbed carbonate sequences along the western margin of the Brno batholith: a need of multidisciplinary approach. – *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 77, 3, 201–215.
- Ulyanova, E. V., Molchanov, A. N., Prokhorov, I. Y., Grinyov, V. G. (2014). Fine structure of Raman spectra in coals of different rank. – *International Journal of Coal Geology*, 121, 37–43. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2013.10.014>
- Wopenka, B., Pasteris, J. D. (1993). Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. – *American Mineralogist*, 78, 533–57.
- Zapletal, K. (1922). Vyvřelina brněnská. *Příroda*, 15, 193–199.
- Zerda, T. W., John, A., Chmura, K. (1981). Raman studies of coals. – *Fuel*, 60, 5, 375–378. [https://doi.org/10.1016/0016-2361\(81\)90272-6](https://doi.org/10.1016/0016-2361(81)90272-6)

**Internetové zdroje:**

- Geologické mapy on-line 1 : 50 000, ČGS. <https://mapy.geology.cz/geocr50/?center=-606200%2C-1146700%2C102067&level=8>
- Geologické mapy on-line 1 : 500 000, ČGS. <https://mapy.geology.cz/geocr500/?center=-606200%2C-1146700%2C102067&level=6>

# Maximální rozšíření pleistocenního ledovcového štítu ve Vnějších Západních Karpatech a Východních Sudetech – současné znalosti a nový důkaz

Maximum extent of the Pleistocene ice sheet in the Outer Western Carpathians and Eastern Sudetes – current knowledge and new evidence

Martin Hanáček<sup>1,2</sup> ✉, Miroslav Bubík<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Vlastivědné muzeum Jesenicka, p. o., Zámecké náměstí 1, 790 01 Jeseník, Česká republika

<sup>2</sup> Geografický ústav, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika

<sup>3</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 60200 Brno, Česká republika

## Key words:

Slezské Beskydy, Olza River Valley, erratics, maximum extent of ice sheet, Elsterian, Pleistocene

✉ geolog@muzeumjesenik.cz,  
HanacekM@seznam.cz

## Editor:

Martin Ivanov

## Abstract

*A single find of erratic Baltic flint in the Slezské Beskydy Mts. represents a rare evidence of glaciation in the area. The find originates from fluvial deposits of Weichselian valley terrace of the Hluchová Stream, tributary of the Olza River. The erratic was reworked from Elsterian sediments deposited by the Scandinavian Ice Sheet in a very marginal position near its maximum extent in Outer Western Carpathians. Based on morphological analysis, the surface of the erratic was abraded by wave action in the source area on the Baltic shore and subsequently by glacial and (glacio)fluvial transport. Position of the find proves the glaciation of the Olza River valley by a greater ice lobe, than previously assumed.*

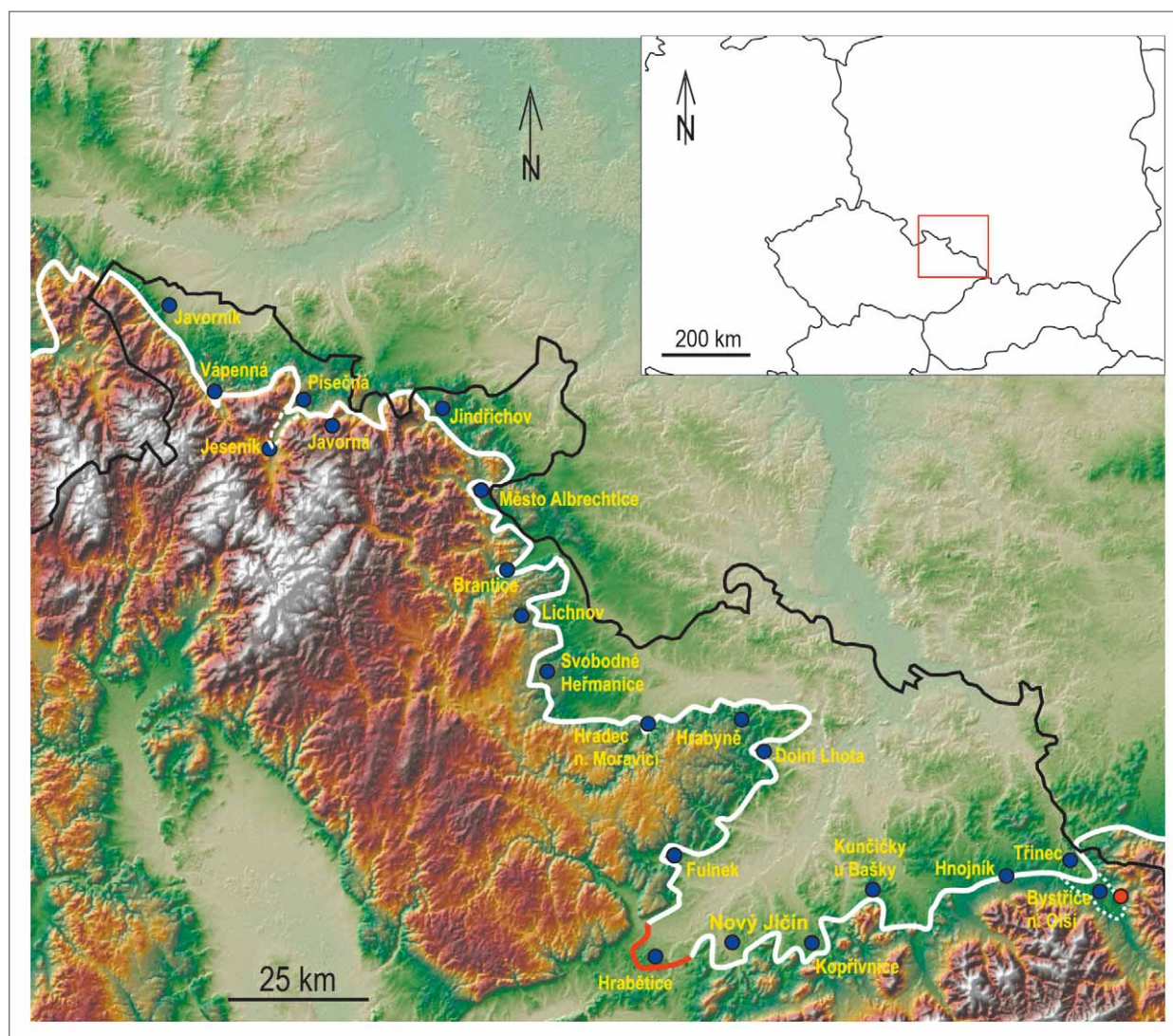
## Úvod

Východní Sudety a Karpaty (moravskoslezská glaciální oblast podle Czudka 2005) zasáhl ve středním pleistocénu severoevropský ledovcový štít. Zaledněné území bylo zprvu vymezeno na základě mapování výskytu eratik (klasty hornin cizí, v případě střední Evropy fenoskandicko-baltské a polsko-německé provenience). Rozsah ledovcového štítu v moravskoslezské glaciální oblasti na základě literárních údajů zakreslil např. Drahný (1923). Pozdější plošné geologické mapování i dílčí výzkumy kvartérních sedimentů linii maximálního zalednění zpřesňovaly (obr. 1). Ledovec pokrýval celé severní úpatí Rychlebských hor, severní úbočí Rejvízské hornatiny a masivu Biskupské kupy (Gába 1972; Prosová 1981; Otava 1992b; Hanáček, Nývlt 2009). Překryl naprostou většinu Jindřichovické pahorkatiny (Zapletal 1966) a zasáhl do severní části Nížkého Jeseníku. Údolím Opavy ledovec pronikl k Branticím a snad až do prostoru Radimi (Otava 1992a). Východně od údolí Moravice spočívala hranice ledovce zhruba na linii Cvilín–Lichnov–Svobodné Heřmanice (Kroutilík 1960; Czudek 1980; Macoun 1989a; Otava 1992a). Odtud pak maximální hranice zásahu ledovcového štítu běží východním směrem přes Hradec nad Moravicí až k Ostravě, ačkoliv se lokálně klikatí v závislosti na morfologii terénu (Macoun 1982, 1987, 1989b). Oderskou část Moravské brány ledovec vyplnil širokým lalokem, sevřeným mezi Vítkovskou vrchovinou a Podbeskydskou pahorkatinou, do nichž pronikal terénními depresiemi. Podél hranice zaledněné oblasti v Moravské bráně leží obce a města Dolní Lhota, Bílovec, Fulnek, Jeseník nad Odrou, Nový Jičín a Kopřivnice (Vitásek 1919; Czudek 1962; Menčík, Tyráček 1985; Macoun 1989b; Dvořák 1991; Tyráček 2011). V Podbeskydské pahorkatině v. od toku Ostravice je hranice zásahu ledovce asi nejzastřenější. Bludné balvany byly vymapovány

## Doporučená citace článku:

Hanáček, M., Bubík, M. (2021). Ojedinělý nálezh baltského pazourku v údolí Olše u Bystřice v kontextu maximálního rozsahu středněpleistocenního ledovcového štítu ve Vnějších Západních Karpatech a Východních Sudetech. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 85–92.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-15631>



Obr. 1: Severoevropský ledovcový štít ve středním pleistocénu Východních Sudet a Vnějších Západních Karpat. Bílá linie: maximální rozsah elsterského ledovcového štítu. Červená linie: maximální rozsah sálského ledovcového štítu v Moravské bráně. Bíle čárkovaná linie: nejistý zásah ledovcového štítu v údolí Bělé. Bíle tečkované: zalednění údolí Olše s ohledem na nález pazourku. Červený bod: poloha nálezu pazourku. Černá linie: státní hranice ČR a Polska. Rozsah zalednění podle literatury citované v textu. Fig. 1: Continental glaciation of Eastern Sudetes and Outer Western Carpathians. White line: maximum extent Elsterian ice sheet; red line: maximum extent of Saalian ice sheet in Moravian Gate; white dashed line: uncertain extent of ice sheet in the Bělá River Valley; white dotted line: glaciated valley of the Olza River with respect to new find of an erratic flint; red dot: position of the flint find; black line: Czech/Polish state boundary. Ice-sheet extent based on the literature cited in the text.

mezi Frýdkem-Místkem a Frýdlantem nad Ostravicí, sv. od Frýdku-Místku a mezi Těrlickem a Třanovicemi (Vitásek 1938). Ledovcové sedimenty tvoří akumulace na rozvodní plošině Olešné a Ostravice mezi Palkovicemi a Baškou, sz. od Hnojníka a západně od Českého Těšína (Menčík, Tyráček 1985; Růžička 1992).

Kvartérné geologické výzkumy prokázaly v moravskoslezské glaciální oblasti dva ledovcové zásahy. Starší zásah spadá do elsterského glaciálu a mladší do prvního sálského glaciálu (Macoun et al. 1965; Nývlt et al. 2011). Během obou zalednění docházelo k dílčím ústupům a postupům ledovcového čela. Tyto oscilace se staly základem detailní stratigrafie jednotlivých regionálních zalednění (Macoun 1980; Růžička 2004), která však byla pro svou komplikovanost a obtížnou terénní aplikovatelnost kritizována (Czudek 2005). Podle Macouna et al. (1965) byl

sálský ledovcový štít v celé moravskoslezské glaciální oblasti plošně rozsáhlejší. Novější práce (Nývlt et al. 2011) naopak předpokládají větší rozsah elsterského ledovce, s výjimkou jz. okraje oderské části Moravské brány, kde sálský ledovec dosáhl ve srovnání s elsterským ledovcem dále na JZ, a to až do prostoru mezi Bělotínským potokem a Hraběticemi (Nývlt et al. 2011; Tyráček 2011; Tyráček 2011). Ledovcový štít však nikdy přímo nepřekonal odersko-dunajské rozvodí východně od Hranic ani v Porubské bráně (Tyráček 2011).

Nejvyšší nadmořské výšky 545 m dosáhl ledovec na úbočí Rejvízské hornatiny (Gába 1972; Hanáček 2011). Rychlebské hory byly zaledněny do výše min. 480 m n. m. (Gába 1972). V Jindřichovické pahorkatině je výškový dosah ledovce uvažován v rozmezí 435–480 m (Zapletal 1966), v Nížkém Jeseníku ledovec dosáhl úrovně 340 m

(Macoun 1980), v Podbeskydí 300–350 m (Menčík et al. 1983). Údaje se vztahují k nadmořské výšce sedimentů vzniklých v přímé nebo těsné souvislosti se samotným ledovcem (tily, sedimenty tavných vod).

Ostravská pánev byla pokryta nejmocnější částí ledovcového štítu. Odhady mocnosti ledovce se ale značně liší v rozmezí od 200 m (Macoun et al. 1965) přes 70–100 m (Czudek 2005) na pouhých 50 m (Szponar 1986). Terminální část ledovcového laloku v Moravské bráně, tj. v oblasti Jeseníku nad Odrou, byla patrně mnohem tenčí (20–40 m, Czudek 2005). Na severním okraji Nížkého Jeseníku neměl ledovec přesahovat mocnost 50 m (Macoun 1980), na Novojičínsku v Podbeskydí dosahoval tloušťky 100 m (Menčík et al. 1983). V přechodu z Osoblažské nížiny do Jindřichovické pahorkatiny se mocnost ledovce snižovala z 230 m na desítky metrů (Zapletal 1966) a v podstatě stejný vývoj je doložen i na přechodu z Vidnavské nížiny přes Žulovskou pahorkatinu na svahy Rychlebských hor (Hanáček et al. 2021).

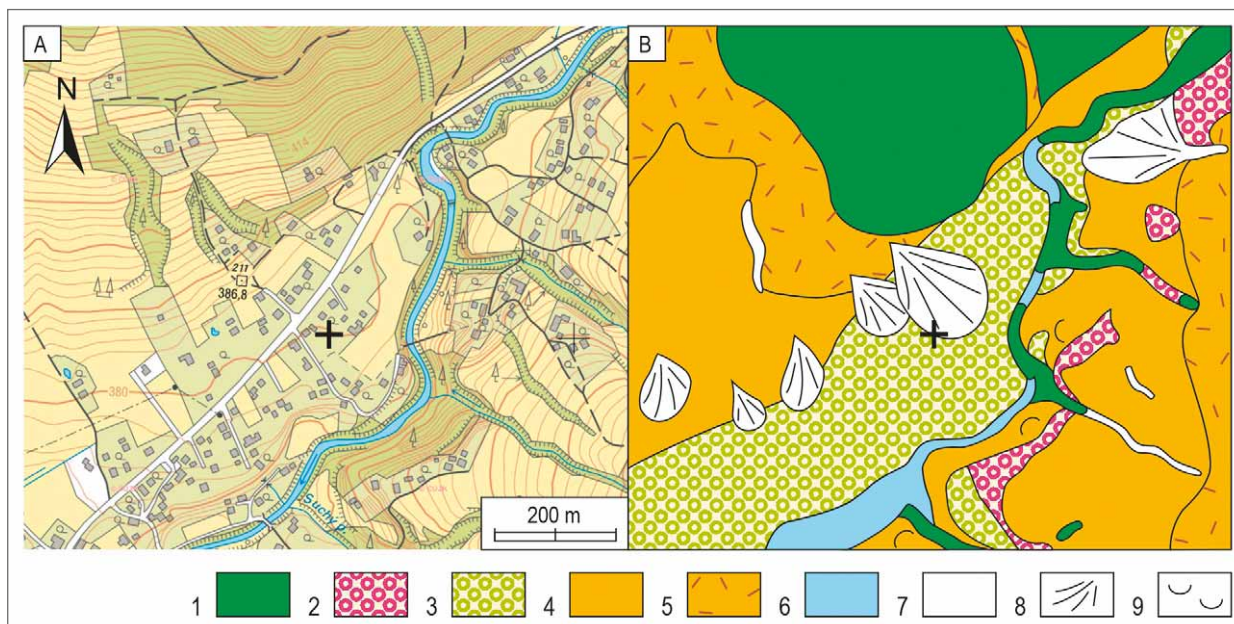
Přehled dosavadních poznatků jasně ukazuje na široký rozsah odhadů mocnosti ledovcového štítu, která vyplývá z nejasné hranice jeho maximálního rozsahu. Ta se zdá být známá pouze z celkového pohledu, ovšem v detailu je situace odlišná. Hranici zásahu ledovce na svazích a v údolích, ukloněných proti ledovcovému štítu, je velmi obtížné rekonstruovat kvůli poledovcovým geologickým procesům (Prosová 1981). Počátek ústupu ledovce byl spojen s iniciací koluviálních, aluviálních a fluviálních procesů, které ještě zesílily po definitivním odlednění a degradaci permafrostu. Z osních částí údolí byly ledovcové sedimenty fluviálně erodovány. Relikty ledovcových

klastik po stranách údolí byly erodovány nebo pohřbeny koluviálními a aluviálními procesy. Terénní mapování maximálního zásahu ledovce je těmito okolnostmi velmi zkomplikováno. Rozsah ledovce je pak dedukován podle prokázaného výškového zásahu ledovce v bezprostředním severním sousedství problematických terminálních zón. Příkladem je třeba podrobně studovaná otázka rozsahu ledovcového laloku v údolí řeky Bělé mezi Rejvízskou hornatinou a Rychlebskými horami s možností zásahu ledovce až do Jesenické kotliny (Gába 1972; Růžička 2004; Nývlt et al. 2011; Hanáček et al. 2018), viz též diskusi v tomto článku.

Předložený příspěvek se zabývá eratikem baltského pazourku z údolí Olše u Bystřice. Ačkoliv se jedná o jediný klast, je tento nález zajímavý s ohledem na širší kvartérně geologické souvislosti. Úsek údolí Olše jv. od Českého Těšína dosud neposkytl žádné informace o zásahu ledovcového štítu. Přesto je průnik okrajové zóny ledovcového štítu do této oblasti předpokládán všemi autory (Drahný 1923; Macoun et al. 1965; Růžička 2004; Nývlt et al. 2011). Otázka postupu ledovce proti toku preglaciální Olše dále na JV od Českého Těšína je tedy jedním z nedořešených problémů vymezení maximální hranice středněpleistocenního ledovcového štítu. Proto má jakýkoliv, byť individuální doklad přítomnosti nebo blízkosti ledovce v tak nepoznané oblasti svůj význam.

#### Lokalita a popis nálezu

Koncem 70. let byl nalezen v Bystřici nad Olší, v místní části Pod Prašivou, pazourkový klast na zahradní parcele domu č. p. 751 (obr. 2). Souřadnice místa nálezu



Obr. 2: Situace nálezu pazourku v Bystřici nad Olší. A – místo nálezu v topografické mapě označené křížkem; B – místo nálezu v geologické mapě. 1 – předkvartérní jednotky karpatského flyše; 2 – fluviální šterkovité písky (sálský glaciál); 3 – fluviální šterkovité písky (viselský glaciál); 4 – deluviální písčitohlinité sedimenty; 5 – deluviální kamenitohlinité sedimenty; 6 – fluviální písčité šterky (holocén); 7 – koluviálně-fluviální sedimenty; 8 – výplavové kužely; 9 – sesuvy. Podle Menčíka (1988b); upraveno.  
Fig. 2: Position of the flint find in Bystřice nad Olší. A – position in the topographic map indicated by a cross; B – position in the geological map. 1 – Pre-Quaternary units of the Carpathian Flysch; 2 – fluvial gravelly sand (Saalian); 3 – fluvial gravelly sand (Weichselian); 4 – colluvial sandy-loam; 5 – colluvial coarse-grained sediments; 6 – fluvial sandy gravel (Holocene); 7 – colluvio-fluvial sediments; 8 – alluvial fan; 9 – landslide. Modified after Menčík (1988b).

odečtené z ortofoto na GoogleMaps jsou: 49°38'55.6" N; 18°44'26.8" E. Nadmořská výška nálezu činí 380 m. Klast byl objeven v mělkém výkopu, v hloubce kolem 30 cm, v zahliněném fluvialním štěrku, který je interpretován jako viselská údolní fluvialní akumulace potoka Hlučová (Menčík, Tyráček 1985; Menčík 1988a; b). Údolní terasa tvořená touto akumulací pokrývá většinu plochého dna Hlučové mezi Bystřicí nad Olší a Nýdkem až k místu, kde je Hlučová sevřena mezi masívy Prašivé a Polední hory. Fluvialní štěrk tvořící těleso údolní terasy byl ve výkopu překryt tenkým humózním hlinitým sedimentem, který podle geologického kontextu představuje distální část drobného aluviálního kužele. Svědčí pro to morfologie terénu okolo lokality i vymapované malé aluviální kužely podél sz. okraje údolí Hlučové (Menčík, Tyráček 1985; Menčík 1988, viz obr. 2).

Klast představuje téměř kompletní pazourkovou konkréci se zbytkem původního povrchu s výjimkou několika čerstvějších lasturnatých lomů na jedné straně. Tvar konkréce je zhruba kuželovitý, o rozměrech přibližně 7 × 6 × 4 cm (obr. 3a–c). Z petrografického hlediska jde o žlutošedě zbarvený, zčásti průsvitný silicit. Obsahuje jehlice hub, osten ježovky a úlomek mechovky (obr. 3d, e). Mechovka je bližze neurčitelný cyclostomátní typ (rod ?*Mecynoecia* nebo ?*Tervia*), který by mohl svědčit spíše pro spodnopaleocenní stáří pazourku (dan) a původ v mechovkovém nebo saltholmském vápenci na dánských ostrovech nebo v nejjihnějším Švédsku (K. Zágorský, emailová komunikace, viz rovněž Gába, Pek 1999). Povrch klastu včetně odštipnutých ploch je jemně abradovaný a lesklý. Nejstarší plochá strana klastu nese zřetelné,

vzájemně se prolínající úderové stopy (obr. 3f). V hmotě pazourku prosvítá vlasová puklina probíhající dvěma hlavními odštipnými plochami.

### Interpretace

Studovaný pazourek nese stopy antropogenního opracování. Odštiplé plochy jsou ploché a postrádají charakteristickou morfologii úštěpů po úderu otloukačem, která je typická pro pazourková jádra (P. Škrdla, I. Mateiciucová, ústní sdělení). Neexistují tedy důkazy svědčící o případné souvislosti nálezu pazourku s aktivitou člověka.

Úderové plochy na ploché straně klastu vznikly účinkem příboje na pobřeží Baltského moře. Jelikož je to zjevně nejstarší povrch klastu, představuje mořská abraze první z procesů formujících tvarové vlastnosti klastu. Z ledovcových uloženin jsou popsány i dokonale oválné klasty pazourků poseté úderovými stopami a interpretované jako plážové valouny – tzv. wallsteiny (Gába, Pek 1999). Následoval vznik velkých štěpných ploch, které se mohly utvořit rozpuknutím klastu důsledkem tlaku při ledovcovém transportu nebo interakcemi klastů v glaci-fluviálním či dokonce až finálním fluviálním transportu. Defekty na hranách velkých ploch mohou být stopami po trakčním transportu v glaci-fluviálním nebo finálním fluviálním prostředí. Exponovaná strana klastu byla nevýrazně eolizovaná za vzniku drobných lesklých plošek, které jsou v někdejší periglaciální zóně severoevropského ledovcového štítu častým projevem větrné koraze (Gába, Pek 1999). Periglaciální klima mohlo rovněž způsobit vznik mrazových puklinek v klastu.



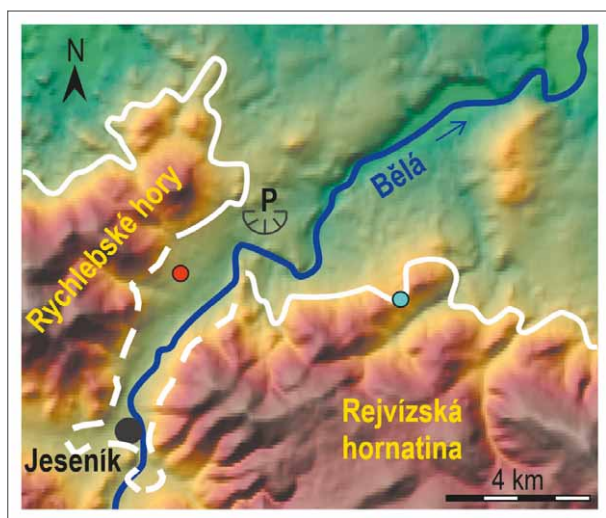
Obr. 3: a, b, c – baltský pazourek z Bystřice nad Olší; d – zoarium cyklostomátní mechovky; e – osten ježovky; f – úderové stopy na povrchu pazourku. Měřítka: a–c – 10 mm; d, f – 5 mm; e – 2 mm.

Fig. 3: a, b, c – Baltic flint from Bystřice nad Olší; d – zoarium of cyclostomate bryozoan; e – echinoid spine; f – percussion marks on the surface of the flint. Scale bar: a–c – 10 mm; d, f – 5 mm; e – 2 mm.

## Diskuze

V oblasti středněpleistocenního severoevropského ledovcového štítu představuje nálezoř oblast pazourku jeden z nejvíce problematických úseků, především z důvodu nedostatku terénních poznatků. Ledovcové sedimenty nejsou z blízkého okolí naleziště známy. Nejbližší ledovcové sedimenty od údolí Hluchové byly vymapovány i odkryty západně od Českého Těšína (Gába 1976; Růžička 1992), zhruba 15 km sz. směrem od studované lokality. Rozsah zalednění v údolí Olše byl různými autory zakreslen značně rozdílně (obr. 1). Podle většiny názorů tvořil ledovec jiv. od Českého Těšína jen úzký, krátký výběžek, sahající do oblasti Třince (Drahný 1923; Růžička 2004; Nývlt et al. 2011). Podle menšinového názoru tvořil ledovec v údolí Olše mohutný lalok dosahující až k Jablunkovu (Macoun et al. 1965). Popisovaný pazourek tedy ležel buď v terminální pozici krátkého ledovcového laloku, případně v jeho blízkém předpolí, nebo podél boční strany velkého ledovcového laloku. Poloha nálezu v údolí bočního přítoku Olše podporuje spíše představu o robustnějším ledovcovém laloku. Pazourek by pak pocházel z boční morény tohoto laloku. Tuto paleoglacilogickou pozici podporuje i vysoká nadmořská výška nálezu (380 m), která je vyšší než běžně uváděné výskyty ledovcových uloženin v blízkém okolí (Menčík, Tyráček 1985; Růžička 1992).

Paleogeografická situace studovaného úseku Olše připomíná v úvodu zmíněný a neméně problematický



Obr. 4: Rekonstrukce rozsahu středněpleistocenního ledovcového štítu v údolí řeky Bělé mezi Rychlebskými horami a Rejvízskou hornatinou. Plná bílá linie: prokázaný rozsah ledovce; přerušovaná bílá linie: možný zásah ledovce k Jeseníku. Modrý bod: eratika v nadmořské výšce 545 m na sz. svahu Rejvízské hornatiny; červený bod: eratika v údolí Bělé. P – terminoglaciální delta ledovcem hrazeného jezera vzniklého během ústupu ledovce (pískovna v Písečném).

Fig. 4: Reconstruction of the Middle Pleistocene ice sheet extent in the Bělá River Valley between Rychleby Mts. and Rejvíz Upland. White full line: Certain ice sheet extent. White dashed line: Questionable ice sheet extent. Blue dot: Erratics on the NW slope of Rejvíz Upland (545 m a. s. l.). Red dot: Erratics in the Bělá River Valley. P – Terminoglacial delta of ice-dammed lake originating during the ice sheet retreat (Písečná sandpit).

jižní úsek údolí řeky Bělé mezi Rejvízskou hornatinou a Rychlebskými horami (obr. 4). Na severozápadním svahu Rejvízské hornatiny byly tily s eratiky objeveny v horském sedle v nadmořské výšce 545 m (Gába 1972; Cháb et al. 2004). Tento nejvyšší výskyt uloženin pevninského ledovce v ČR dokazuje přímý zásah ledovce do horského sedla. Glacifluviální toky pak před čelo ledovce v sedle uložily terminoglaciální výplavový kužel (Hanáček 2011). Na základě prokázaného zásahu ledovcového štítu do uvedené výškové úrovně předpokládají někteří autoři (nověji Cháb et al. 2004; Růžička 2004; Nývlt et al. 2011) zásah ledovcového štítu až do Jesenické kotliny, do oblasti dnešního města Jeseník. Přímo v údolí Bělé však byla eratika nalezena ~4–5 km s. od Jeseníku (Gába 1972; Prosová 1981). Údolí Bělé sv. od Jeseníku bylo navíc během deglaciacie zatopeno jezerem, hrazeným ledovcovým štítem i pohořím. Toto jezero bylo intenzivně zanášeno hrubozrnným materiálem přinášeným terminoglaciální deltou, jejíž sedimenty se zachovaly 6,5 km sv. od Jeseníku (Hanáček et al. 2018). Eratika přímo v údolí Bělé byla do termino- až proglaciální zóny vyplavována a nemusela být proto na svá nynější naleziště nutně dopravena přímo ledovcem (Prosová 1981). Nález pazourku vysoko v boční straně říčního údolí Olše u Bystřice podporuje paleogeografické názory o průniku laloků ledovcového štítu hlouběji do Sudet a Karpat. Tato úvaha se vztahuje rovněž na údolí Bělé i přes nejasný způsob transportu eratik v bělském údolí do jejich nynější pozice.

Zóna kontaktu okraje severoevropského ledovcového štítu s úbočími Sudet a Karpat představuje specifickou okrajovou zónu pevninského ledovce, která ve střední Evropě vznikla pouze během nejdelších glaciálů, elsterského a prvního sálského, kdy se ledovcový štít rozrostl až na samotná úbočí zmíněných pohoří (Macoun et al. 1965; Růžička 2004; Nývlt et al. 2011). Mezi ledovcovým štítem a pohořím vznikla krátkodobá depoziční pánve, která se svým tvarem, průběhem a členitostí přizpůsobovala průběhu horských svahů, říčních údolí a ledovcového čela. Pánve se nevyvíjela synchronně jako spojený prostor, protože její jednotlivé úseky vznikaly a zanikaly v závislosti na celkovém šíření i místní dynamice ledovcového okraje. Společným znakem všech úseků pánve byla mimořádná dynamika depozičních a erozních procesů (detailně v moravskoslezské glaciální oblasti např. Prosová 1981; Menčík et al. 1983; Cháb et al. 2004). V této podhorskolegovcové pánvi probíhaly koluviální a aluviálně-fluviální procesy související s pohořím (podhorské procesy a sedimenty). Zároveň zde působily glacifluviální, glacialakustrinní a glacienní procesy s. s., tj. glacitektonika a tvorba morén, související s přítomností ledovcového štítu (ledovcové procesy a sedimenty). Pánve prodělala tři hlavní fáze vývoje: 1. předledovcová fáze (iniciální eroze v údolích a následná akumulace podhorských sedimentů); 2. ledovcová fáze (přiblížení, zásah a ústup ledovce, zaznamenané glacifluviálními/glacialakustrinními sedimenty postupové fáze, ledovcovou erozí a glacienní sedimentací s. s. a nakonec glacifluviálními/glacialakustrinními sedimenty ústupové fáze); 3. poledovcová fáze (eroze, obnova předledovcové říční sítě s lokálními odchytkami a podhorská

sedimentace). Právě za maximálního rozsahu ledovcového štítu zde krátkodobě převládaly ledovcové procesy nad podhorskými procesy (např. Salamon 2014). V této etapě uvnitř pánve dominovala agradace sedimentů nad erozí v souladu s modelem Brodzikowského a van Loona (1991). Pánev se intenzivně vyplňovala hlavně ledovcovými sedimenty (Menčík et al. 1983). S ústupem ledovce nastal obrat. Došlo k energické obnově podhorských procesů, intenzivní hloubkové i plošné erozi především ledovcových sedimentů a redepozici jejich materiálu do nových podhorských uloženin (Macoun et al. 1965; Cháb et al. 2004). Na příkladu podhůří Rychlebských hor a Rejvízské hornatiny označuje Prosová (1981) zónu interakcí podhorských a ledovcových procesů jako oscilační zónu kontinentálního ledovce.

Právě ve fázi maximálního rozšíření ledovcového štítu došlo k průniku ledovce do údolí řek, otevřených celkově severním směrem. V těchto paleogeografických situacích však narážíme na problémy, které byly konkrétně prezentovány na příkladu údolí Bělé. Rozsah ledovce je vymezován podle plošného a výškového výskytu eratik a ledovcových sedimentů, příp. tvarů reliéfu v terénu. Eratický materiál je ale součástí i terminoglaciací až proglaciálních výplavových sedimentů. V říčních údolích vznikala terminoglaciací jezera, protože po zahrazení ledovcem se fluvialní údolí měnila v glacialakustrinní vnitrohorské pánve, intenzivně vyplňované hrubými deltovitými klastickými sedimenty (Salamon 2014; Hanáček et al. 2018; Krzyszkowski 2013; Krzyszkowski et al. 2019). V severních Čechách, Rejvízské hornatině a Porubské bráně progradovaly před nejexponovanějšími výběžky ledovce terminoglaciací kužely a údolní proglaciální řeky, transportující eratika do předpolí zaledněného území (Nývt, Hoare 2000; Tyráček 2011; Hanáček 2011). Jelikož se v úvodu citované údaje o nadmořské výšce zalednění vztahují k různým typům ledovcových sedimentů, lze předpokládat, že povrch samotného ledovce mohl sahat ještě výše, určitě o minimálně odhadované mocnosti v různých úsecích periferie ledovcového štítu.

Severoevropský pevninský ledovec byl během svého maximálního rozsahu polytermální s chladnou bází pod svými okraji (Salamon 2016; Hanáček et al. 2021). Ledovec s chladnou bází deformují podložní permafrost (Waller et al. 2012). Z tohoto důvodu se při bázi a podél čela severoevropského ledovcového štítu patrně vyskytovaly bloky substrátu odtrženého z podložního permafrostu. V říčních údolích byl permafrost tvořen aluviálně-fluviálními klastickými sedimenty z předledovcové fáze vývoje. Během deglaciacce se do tillů, glaci-fluviálních a glaci-deltovitých sedimentů dostávalo velké množství provenienčně místních klastů, pocházejících právě z erodovaného permafrostu. Proto jsou sedimenty okrajových zón ledovcového štítu v podhorské oblasti složeny převážně z místních hornin, zatímco eratika tvoří příměs většinou jen v prvních % (Gába 1981; Nývt, Hoare 2000; Hanáček 2011, 2014). Ještě u Českého Těšína obsahují glaci-fluviální sedimenty ve šterkové frakci jen necelé 1 % eratik, zbytek připadá na místní flyšové horniny a křemen (Gába 1976).

Pokud byl pazourek skutečně součástí boční morény, pak se nacházel právě v akumulacím tvaru ledovcového reliéfu, který je u všech ledovcových splazů tvořen hlavně klasty z přiléhajících svahů (např. Hambrey 1994). Tím lze vysvětlit naprostou ojedinělost nálezu. Dále od pohoří podíl eratik výrazně roste (např. na Hlučínsku, viz Růžička 1995; Sedláček 2008). Během deglaciacce je nutné uvažovat o vyplňování terminoglaciací jezer nejen materiálem z ledovce, nýbrž i sedimenty přinášenými z pohoří důsledkem obnovy říční sítě.

Chladný bazální režim v podhorské okrajové zóně ledovcového štítu limituje možnost mapování rozsahu ledovce podle glacienních erozních tvarů reliéfu. Ledovec s chladnou bází totiž své podloží téměř nemodifikují (např. Hall, Glasser 2003). Proto nelze absenci stop erozního geomorfologického působení ledovce v údolí Bělé (viz Prosová 1981), ani v podobných údolích považovat za důkaz nepřítomnosti ledovce. Aktivní ledovcová eroze vedoucí ke vzniku oblíků se projevila jen lokálně v podhůří Jizerských hor a v Jindřichovické pahorkatině (Perečková 2008; Janásková 2009). Další oblíků podobné elevace (Prosová 1981) jsou tvary bazální zvětrávací plochy, nevytvořené ledovcem (Videňský et al. 2007).

#### Závěr

Údolí horských řek orientovaná proti postupujícímu ledovcovému štítu jsou pro rekonstrukce výškového i plošného rozsahu zalednění nejproblematictějšími úseky. Rychlé erozně-depoziční změny způsobily, že eratika byla resedimentována mimo samotný ledovec nebo, po odlednění, zpět od nejzazší linie rozsahu ledovcového štítu a na něj vázaných lokálních depocenter. Relativní podíl eratik v sedimentech byl zároveň značně snížen převahou místního materiálu v terminoglaciací prostředích i následným poledovcovým přínosem nového materiálu z nitra pohoří. Ojedinělý nálezu eratika v poledovcových fluvialních sedimentech v údolí Hlučové ukazuje na mohutnější zásah ledovce do údolí Olše. V širším kontextu tento nálezu podporuje maximalističtější názory na průnik laloků ledovcového štítu do údolí horských řek v moravskoslezské glaciální oblasti. Podrobné řešení této otázky bude ale nutně vyžadovat mapování dalších případných výskytů eratik v podhorském terénu.

#### Poděkování

*Autoři děkují Dr. Petru Škrdlovi a Dr. Inně Mateiciucové za cennou diskusi k otázce opracování nalezeného kusu pazourku. Dík patří rovněž Kamilu Zágoršekovi za odborné zhodnocení fosilní mechovky zachovalé v pazourku. Recenzentům Danielu Nývtovi a Antonínu Přichystalovi jsme zavázáni za kritické posouzení rukopisu. Předložený článek byl vypracován v rámci interního projektu ČGS č. 310970 a v rámci výzkumné činnosti Vlastivědného muzea Jesenicka (VMJ\_GEO\_KV). Výzkum byl rovněž podpořen projektem ECOPOLARIS, číslo CZ.02.1.01/0.0/0.0/16\_013/0001708 financovaném Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy České republiky.*



## Literatura

- Brodzikowski, K., Van Loon, A. J. (1991). *Glacigenic Sediments*. – Elsevier. 674 s.
- Czudek, T. (1962). Nové poznatky o rozsahu halštrovského zalednění v Moravské bráně. – *Přírodovědecký časopis slezský*, 23, 362–364.
- Czudek, T. (1980). Ledovcové sedimenty u obce Svobodné Heřmanice v Nížkém Jeseníku. – *Časopis Slezského muzea Opava (A)*, 29, 53–56.
- Czudek, T. (2005). Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. – *Moravské zemské muzeum*. 238 s.
- Drahný, F. (1923). *Přehled geologických poměrů Slezska*. 29 s.
- Dvořák, J. (1991). Geologická mapa ČR. List 15-34 Vítkov. – Ústřední ústav geologický.
- Gába, Z. (1972). Nejzazší výskyty uloženin kontinentálního zalednění na Jeseníku. – *Časopis Slezského muzea (A)*, 21, 135–139.
- Gába, Z. (1976). Valounové analýzy vodně ledovcových uloženin moravskoslezské oblasti. – *Časopis Slezského muzea (A)*, 25, 57–62.
- Gába, Z. (1981). Uložení kontinentálního ledovce u Písečné na severní Moravě. – *Časopis Slezského muzea Opava (A)*, 30, 3, 241–253.
- Gába, Z., Pek, I. (1999). Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti kvartérního kontinentálního zalednění. 2. Sedimentární souvky. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Geologica*, 36, 13–37.
- Hall, A. M., Glasser, N. F. (2003). Reconstructing the basal thermal regime of an ice stream in a landscape of selective linear erosion: Glen Avon, Cairngorm Mountains, Scotland. – *Boreas*, 32, 191–207.
- Hambrey, M. J. (1994). *Glacial Environments*. – UCL Press. London. 296 s.
- Hanáček, M. (2011). Sedimenty terminoglacijního kuželu v údolí Javorné na Zlatohorsku. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 96, 61–86.
- Hanáček, M. (2014). Význam valounových analýz ledovcových sedimentů pro paleogeografické rekonstrukce pleistocenního kontinentálního zalednění Jeseníka. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 21, 17–24. <https://doi.org/10.5817/GVMS2014-1-2-17>
- Hanáček, M., Nývlt, D. (2009). Subglaciální šterkovité tilly u Jindřichova na Osoblažsku. – *Časopis Slezského zemského muzea (A)*, 58, 193–214.
- Hanáček, M., Nývlt, D., Jennigs, S. J. A. (2021). Thermal basal regime of the Elsterian ice-sheet marginal zone in a hilly mountain foreland, Rychleby Mts., Eastern Sudetes. – *Boreas*, 50, 582–605. <https://doi.org/10.1111/bor.12505>
- Hanáček, M., Nývlt, D., Skácelová, Z., Nehyba, S., Procházková, B., Engel, Z. (2018). Sedimentary evidence for an ice-sheet dammed lake in a mountain valley of the Eastern Sudetes, Czechia. – *Acta Geologica Polonica*, 68, 107–134. <https://doi.org/10.1515/agp-2017-0032>
- Cháb, J., Čurda, J., Kočandrle, J., Manová, M., Nývlt, D., Pecina, V., Skácelová, D., Večeřa, J., Žáček, V. (2004). Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14-224 Jeseník s Vysvětlivkami. – Česká geologická služba.
- Janásková, B. (2009). The origin of rounded granite elevations in the northern foothills of the Jizera Mountains. – *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 9, 7–16.
- Kroutilík, V. (1960). Zpráva o výzkumu glacigenních sedimentů mezi Opavou a Krnovem. – *Přírodovědecký časopis slezský*, 21, 243–253.
- Krzyszowski, D. (2013). Stratygrafia plejstocenu w południowo-zachodniej Polsce. – In: B. Przybylski, D. Krzyszowski (eds): XX. Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen przedpola Sudetów Środkowych, 16–26, Lasocin.
- Krzyszowski, D., Krzywicka, A., Wachecka-Kotkowska, L., Sroka, W. (2019). The Middle Pleistocene glaciolacustrine environment of an ice-dammed mountain valley, Sudeten Mountains, Poland. – *Boreas*, 48, 966–987. <https://doi.org/10.1111/bor.12396>
- Macoun, J. (1980). Paleogeografický a stratigrafický vývoj Opavské pahorkatiny v pleistocenu 1. – *Časopis Slezského muzea v Opavě (A)*, 29, 113–132.
- Macoun, J. (1982). Geologická mapa ČSR. List 15-23 15-41 Hlučín. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Macoun, J. (1987). Geologická mapa ČSR. List 15-32 Opava. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Macoun, J. (1989a). Geologická mapa ČSR. List 15-14 Krnov. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Macoun, J. (1989b). Geologická mapa ČSR. List 15-43 Ostrava. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Macoun, J., Šibrava, V., Tyráček, J., Knebllová-Vodičková, V. (1965). Kvartér Ostravska a Moravské brány. – Ústřední ústav geologický. 419 s. Praha.
- Menčík, E., Adamová, M., Dvořák, J., Dudek, A., Jetel, J., Jurková, A., Hanzlíková, E., Houša, V., Peslová, H., Rybářová, L., Šmíd, B., Šebesta, J., Tyráček, J., Vašíček, Z. (1983). Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústřední ústav geologický, Praha. 304 s.
- Menčík, E. (1988a). Geologická mapa ČSR, list 26-11, 16-33 Jablunkov, měřítko 1 : 50 000. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Menčík, E. (1988b). Základní geologická mapa ČSSR, Měřítko 1 : 25 000, list 26-111 Bystřice. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Menčík, E., Tyráček, J. (1985). Přehledná geologická mapa Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny v měřítku 1 : 100 000. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Nývlt, D., Engel, Z., Tyráček, J. (2011). Pleistocene glaciations of Czechia. – In: Ehlers J., Gibbard P. L., Hughes P. D. (eds): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part IV – a closer look*. *Developments in Quaternary Science*, 37–46, Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00004-0>
- Nývlt, D., Hoare, P. G. (2000). Valounové analýzy glaciální sedimentů severních Čech. – *Věstník Českého geologického ústavu*, 75, 121–126.
- Otava, J. (1992a). Geologická mapa ČR. List 15-13 Vrbno pod Pradědem. – Český geologický ústav. Praha
- Otava, J. (1992b). Geologická mapa ČR. List 15-11 Zlaté Hory. – Český geologický ústav. Praha
- Perečková, N. (2008). Roches moutonnées in the Osoblaha region. – *GeoScape*, 1, 9–14.
- Prosová, M. (1981). Oscilační zóna kontinentálního ledovce. Jeseníká oblast. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 3, 265–294.

- Růžička, M. (1992). Geologická mapa ČR. List 15-44 Karviná. – Český geologický ústav. Praha.
- Růžička, M. (1995). Genesis and petrography of glacial deposits in the Czech Republic. – In: Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P. (eds): *Glacial deposits in North-East Europe*, 407–420, A. A. Balkema, Rotterdam/Brookfield.
- Růžička, M. (2004). The Pleistocene glaciation of Czechia. – In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. (eds): *Quaternary Glaciations. – Extent and Chronology*, 27–34, Elsevier.
- Salamon, T. (2014). Rozwój strefy glaciomarginalnej na przedpolu Beskidu Śląskiego (dział bielski Pogórza Śląskiego). – *Przełąd Geologiczny*, 62, 103–110.
- Salamon, T. (2016). Subglacial conditions and Scandinavian Ice Sheet dynamics at the coarse-grained substratum of the fore-mountain area of southern Poland. – *Quaternary Science Reviews*, 151, 72–87. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.09.002>
- Sedláček, J. (2008). Studium sedimentů kontinentálního zalednění ve východní části Opavska. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Szponar, A. (1986). Chronostratigraphy and the stages of deglaciations in the Sudetes foreland area in the period of the Middle-Polish glaciation. – *Acta Universitatis Wratislaviensis. Studia Geograficzne*, 45, 1–202.
- Tyráček, J. (2011). Continental glaciation of the Moravian Gate (Czech Republic). – *Antropozoic*, 27, 39–49.
- Vídeňský, A., Nývlt, D., Štěpančíková, P. (2007). Příspěvek k otázce vzniku granitoidních elevací v západní části Černovodské pahorkatiny, žulovský batolit. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 14, 35–39.
- Vitásek, F. (1919). Příspěvky ku poznání diluvia horního poříčí Odry. – *Sborník České společnosti zeměvědné*, 25, 1–21.
- Vitásek, F. (1938). Morfologický vývoj těšínského Podbeskydí. – *Spisy vydávané Přírodovědeckou fakultou Masarykovy univerzity*, 250, 3–18.
- Waller, R. I., Murton, J. B., Kristensen, L. (2012). Glacier–permafrost interactions: Processes, products and glaciological implications. – *Sedimentary Geology*, 255–256, 1–28. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.02.005>
- Zapletal, L. (1966). Geomorfologie Osoblažské pahorkatiny. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerur Naturalium, Geographica-Geologica*, 7, 13–188. Praha.

# Mineralogická charakteristika sekundárních změn miocenních vulkanoklastických hornin z jižní a střední Moravy (Česká republika)

Mineralogical characteristic of secondary alteration of Miocene volcanoclastic rocks in South and Middle Moravia (Czech Republic)

David Buriánek , Oldřich Krejčí, Vladimíra Krejčí, Pavla Tomanová Petrová

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

## Key words:

Carpathian Foredeep, Lower and Middle Miocene, volcanoclastic rocks, bentonite deposit, secondary alteration, smectite

 david.burianek@geology.cz

## Editor:

Zdeněk Losos

## Abstract

Bentonite is a significant industrial raw material which deposits deserve protection. The initiative for elaborating this study was the decision from November 2019 of the current owner (the town of Ivančice) to remediate the entire area of the deposit Ivančice-Réna. Lower Miocene volcanoclastic rocks from the Ivančice-Réna (Ivančice) and Middle Miocene sediments in surrounding area of Lipník nad Bečvou are relatively rich in clay minerals (smectites). The mineralogical characteristics of the volcanoclastic rocks were examined using several methods: polarized-light microscopy, X-ray powder diffractometry (XRD), electron microprobe (SEM-WDX), and whole-rocks chemical analysis (ICP-MS). Acid ash-fall tuff and/or very fine-grained tuffite form layers with variable thickness (several cm to m). Grains larger than clay fraction are formed by K-feldspars, plagioclase, biotite, muscovite and quartz crystals accompanied by fragments of pumice and glass shards. The whole-rocks chemical composition of the investigated volcanoclastic rocks indicates similar magmatic sources for both examined samples ( $Y = 28$  and  $29$  ppm,  $Yb = 2.8$  and  $3.2$  ppm,  $Nb = 12$  and  $14$  ppm,  $Ta = 1.1$  and  $1.2$  ppm,  $Zr/Ti = 0.16$  and  $0.17$  and  $Nb/Y = 0.4$  and  $0.5$ ). The formation of smectite from alteration of rhyolite volcanic glass is accompanied by an increased loss on ignition (LOI:  $9.4$  and  $20.2$  wt. %) together with a decrease in  $K_2O$  ( $0.7$  and  $2.1$  wt. %) and  $Na_2O$  ( $0.6$  and  $2.1$  wt. %). The absence of a negative Ce anomaly suggests that secondary alterations took place under suboxic or anoxic conditions. Smectite and minor opal partially replace volcanic glass and pumice shards. Plagioclase ( $Ab_{59-60}$ ) and K-feldspar ( $Or_{62-78}Ab_{21-33}An_{0-1}$ ) crystals are relatively fresh (weak sericitic alteration). Biotite is partly to wholly oxidized and chloritized ( $4.9-6.2$  wt. %  $K_2O$ ). Iron oxyhydroxides are present only as minor components. Variation of intensity of secondary alteration (bentonitization) within the studied volcanoclastic layer from the Ivančice-Réna suggests sedimentation in lacustrine environment. In contrast to the case of the sample from Lipník nad Bečvou, the smectite was formed authigenetically from volcanic glass in interaction with seawater or during an early diagenetic process.

## Doporučená citace článku:

Buriánek, D., Krejčí, O., Krejčí, V., Tomanová Petrová, P. (2021). Mineralogická charakteristika sekundárních změn miocenních vulkanoklastických hornin z jižní a střední Moravy (Česká republika). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 93–104.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-15621>

## Úvod

Polohy tufů, případně tefry, představují ideální nástroj pro korelaci sedimentárních formací v mořském i kontinentálním prostředí. Během velkých erupcí (především pliniovského typu) totiž pokryje pyroklastický materiál s poměrně homogenním petrografickým a chemickým složením rozsáhlé území. Avšak depozičními a post-depozičními procesy se mohou minerální a chemické složení těchto uloženin měnit. Vulkanické sklo je termodynamicky nestabilní a rozpadá se snadněji než minerální fáze, které jsou ve vulkanoklastických horninách obsaženy (živce, slídy). Hydratace a následná rekrystalizace

vedou k redistribuci některých chemických prvků mezi vulkanickým sklem a vodnými roztoky v jeho okolí. Vulkanické sklo je tak postupně nahrazováno sekundárními minerály. Tímto způsobem vznikají i bentonity, které jsou dnes velmi žádaným materiálem mimo jiné díky svým sorpčním vlastnostem. Sklem bohaté pyroklastické a vulkanoklastické horniny představují ideální materiál pro studium nízkoteplotních změn vulkanického skla (zvětrávání, diagenese, hydrotermální alterace).

Charakter sekundárních přeměn vulkanického skla není doposud detailně pochopen (Iijima 1978; Izett et al. 1970; Fisher a Schmincke 1984; Preece et al. 1992). Jedná se zejména o vznik bentonitu z kyselých vulkanoklastik (Ddani et al. 2005; Christidis a Huff 2009). Je to dáno vysokým poměrem Si/Al, který při sekundárních přeměnách upřednostňuje vznik minerálů ze skupiny SiO<sub>2</sub> (křemene, opálu, chalcedonu) a alkalických zeolitů (např. heulandit). Naším cílem je přispět k pochopení rozpadu ryolitového vulkanického skla a lépe charakterizovat směs minerálů, které tímto způsobem vznikají. Mineralogické a chemické studium dvou odlišných lokalit vulkanoklastik nám umožnilo detailně popsat rozpad vulkanického skla. První lokalita se nachází na lokalitě Réna v Ivančicích jz. od Brna (Nehyba a Roetzel 1999) a druhá na v. okraji Lipníka nad Bečvou (Bubík et al. 2018a, b; Bubík et al. 2019).

### Výskyt vulkanoklastických miocenních hornin na jižní a střední Moravě

Spodnomiocenní (svrchní eggenburg–karpat) lokality na jihozápadní Moravě byly poměrně detailně studovány včetně geochronologie například Nehybou (1997) a Nehybou a Roetzelem (1999), naproti tomu vulkanoklastika spodnobadenského stáří jsou sice známa dlouhodobě (Slavík 1956; Jurková a Tomšík 1959; Krystek 1959), ale jejich detailní geochemická charakteristika chybí (viz Peloušek a Širný 1998).

Výskyt pyroklastického materiálu v sedimentech spodního miocénu (svrchní eggenburg–karpat) byl popsán z řady míst, jak z povrchových výchozů, tak z vrtů na jižní Moravě a v Dolním Rakousku (Čtyrkoký 1982, 1991; Čížek et al. 1990; Nehyba a Roetzel 1999; Roetzel et al. 2014; Nehyba a Stráník 2016). Z petrografického hlediska můžeme tyto horniny klasifikovat jako tufy, tufity, bentonity a smektitové jíly (Nehyba 1997; Nehyba a Roetzel 1999). Chemické složení primárních vulkanických hornin odpovídalo vápenato-alkalickým dacitům nebo ryolitům (Nehyba 1997; Nehyba a Roetzel 1999). Zirkon ze spodnomiocenních lokalit na Moravě byl datován metodou fission-track, přičemž bylo zjištěno stáří 20,3 ± 2,4 Ma (Nehyba 1997; Nehyba a Roetzel 1999). Podle Nehyby a Roetzela (1999) je toto stáří svázáno s horizontem vulkanoklastik, které pocházejí z vulkanického center na Slovensku nebo v Maďarsku. Na jižní Moravě (okolí Miroslavi) a v Rakousku byly zjištěny také mladší horizonty ottangského a karpatského stáří (Nehyba a Roetzel 1999). Vulkanoklastické sedimenty spodního miocénu jsou známy pouze z jihozápadní části karpatské předhlubně na Moravě, v ostatních částech karpatské předhlubně se v sedimentech spodního miocénu vyskytují

pouze valouny bazických hornin v Ostravě-Jaklovci (Maccoun et al. 1985). Nejmladší vulkanoklastické sedimenty karpatské předhlubně na Moravě mají podle Nehyby (1997) stanovené radiometrické stáří 16,2 ± 2,1 Ma. Obdobné vulkanoklastické horizonty v Rakousku poskytly stáří 16,6 ± 1,0 Ma a 17,23 ± 0,18 Ma (metodou <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar; Roetzel et al. 1999; Roetzel et al. 2014). Podle České stratigrafické komise (2011; www.geology.cz/stratigraphy/) lze geochronologicky datovat počátek období eggenburgu na 20,44 Ma a badenu na 15,97 Ma.

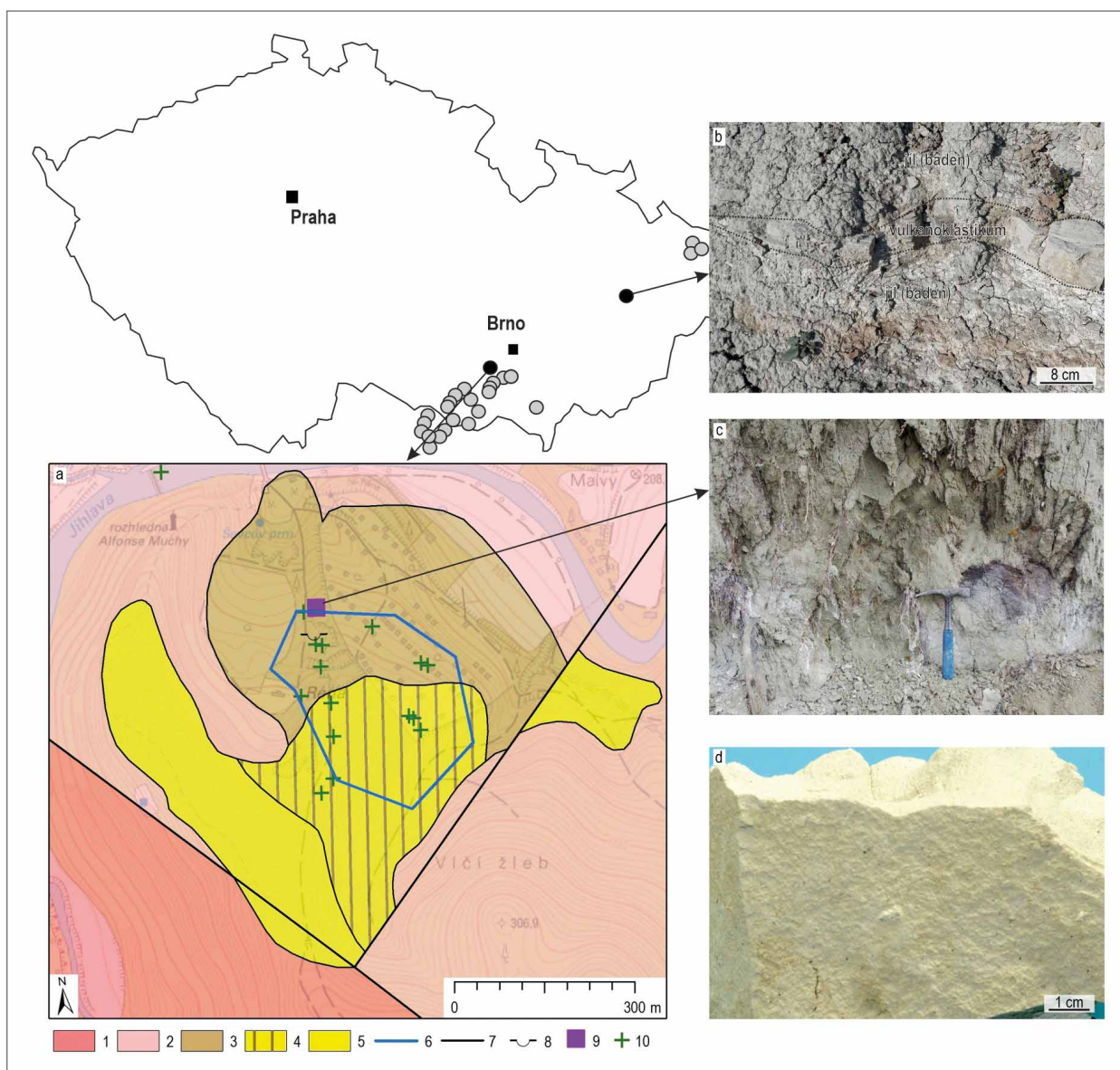
Výskyty spodnobadenských vulkanoklastik jsou relativně rozsáhlé, například v okolí Židlochovic jižně od Brna pokrývají dacitové vulkanické popely plochu (odvozenou ze starších vrtů Cf Žd 9, 10, 11, 12, 13, 27, 31) až 6,2 km<sup>2</sup> (Slavík 1956) a dosahují mocnosti 4,5 až 7 m. V oblasti Ostravska již Jurková a Tomšík (1959) zjistili výskyty dacitových tufitů minimálně ve 35 vrtech, místy i ve 2 až 3 polohách v jednom vrtu. Mocnosti tufitů zde kolísají od 0,1 m do 10,0 m.

### Geologická pozice studovaných lokalit

Lokalita **Ivančice-Réna** leží v Jihomoravském kraji, v okrese Brno-venkov v blízkosti Ivančic (cca 1 km na JV od města), na katastrálním území Kounické Předměstí. Odkryv je situován zhruba 1 000 m jv. od Památníku A. Muchy (N 49°5'48.0270" E 16°23'16.4461"). Jedná se o denudační relikt sedimentů a vulkanoklastik situovaných v morfologické depresi na horninách brněnského masivu. Skalní podloží ložiska tvoří biotitický granodiorit (Pálenský et al. 1997). Na vyvřelé horniny transgredují sedimenty řazené bez biostratigrafických dokladů do eggenburgu/ottnangu, které obsahují vulkanoklastické sedimenty typu montmorillonitických jílu a bentonitů. Sedimenty jsou na bázi reprezentovány hrubozrnnými písčitymi jíly s hojnou příměsí suťového materiálu, dále pokračují převážně písčité nebo prachovité jíly, místy s příměsí křemenných valounů a středně zrnitými až jemnozrnnými křemennými nevápnitými písky. Maximální mocnost sedimentů eggenburgu/ottnangu zjištěná ve vrtech činí do 35 m, bentonitové polohy do 5 m, průměrná mocnost ložiskové významné suroviny činí 1,9 m (Čížek 1982). Bentonit směrem do podloží přechází do částečně bentonitizovaného tufitu.

Sedimenty spodního miocénu jsou v j. části ložiska překryty mladšími hrubě klastickými sedimenty spodního badenu v mocnosti do 20 m. Tyto sedimenty jsou zastoupeny hrubozrnnými vápnitými písky s příměsí šterku a suťového materiálu s polohami zeleného až hnědého, místy silně písčitého vápnitého jílu. Sedimenty spodního badenu jsou zčásti svahově porušeny. Protože celková mocnost sedimentů miocénu narůstá směrem k J proti sklonu svahu a poté tyto ostře vyklíňují, předpokládáme, že se jedná o tektonicky zaklesnutou drobnou pánev, omezenou zlomy směru SZ–JV a JZ–SV (obr. 1a).

Druhá lokalita vulkanoklastik je situována v nárazovém břehu potoka Hlásenec v. od **Lipníka nad Bečvou**. Výchoz se nachází 2,0 km vsv. od zámku v Lipníku n. Bečvou (N 49°32'2.5281" E 17°36'18.8364"). Neúplnou mocnost vulkanoklastik lze odhadnout na více než 8 m



Obr. 1: Zjednodušená mapa České republiky s vyznačenými hlavními výskytmi miocenních vulkanoklastik na Moravě (černá tečka studované lokality, šedá tečka lokality převzaty z literatury (Nehyba a Roetzel 1999; Nehyba a Stráník 2016; Jurková a Tomšík 1959)). a) Odkrytá geologická mapa lokality Ivančice-Réna. 1 – biotitický až amfibol-biotitický granodiorit; 2 – biotitický granodiorit; 3 – sedimenty eggenburgu/ottnangu; 4 – sedimenty eggenburgu/ottnangu, zakrytá část sedimenty badenu; 5 – sedimenty badenu; 6 – ohraničení dobývacího prostoru a chráněného ložiskového území; 7 – zlomy; 8 – bývalá těžební jáma; 9 – místo odběru vzorku; 10 – lokalizace ložiskových vrtů. b) Poloha vulkanoklastik v jílech badenského stáří v těžební jámě v obce Jezernice. c) Odkryv montmorillonitických jílu na lokalitě Ivančice-Réna. d) Vulkanoklastická hornina s nízkým stupněm sekundárních přeměn z lokality Ivančice-Réna.

Fig. 1: Simplified map of the Czech Republic with main occurrences of Miocene volcanoclastics from Moravia (black dots refers to the studied localities, grey dots to of the localities taken from the literature (Nehyba and Roetzel 1999; Nehyba and Stráník 2016; Jurková and Tomšík 1959)). a) Simplified geological map of the study area Ivančice-Réna (without Quaternary). 1 – biotite to amphibol-biotite granodiorite; 2 – biotite granodiorite; 3 – Eggenburgian/Ottangian sediments; 4 – Eggenburgian/Ottangian sediments covered by Badenian deposits; 5 – Badenian sediments; 6 – mining claim and protected deposit area; 7 – faults; 8 – former exploitation pit; 9 – rock sample; 10 – boreholes location. b) Layer of the volcanoclastics hosted by the Badenian clay in a the exploitation pit near the village of Jezernice. c) Outcrop of montmorillonite clays at the locality Ivančice-Réna. d) Volcanoclastic rock with a low degree of secondary alteration from the locality Ivančice-Réna.

(LV022). Kontakt s podložím ani nadložím nebyl v zářezu pozorován. Lze předpokládat, že jde o horizont uvnitř vápnatých jílu badenu. Jíly spodního badenu s tufity byly v blízkosti zjištěny ložiskovým průzkumem pro těžbu cihlářské suroviny v Jezernici (Peloušek a Sirný 1997, 1998). Podle těchto průzkumných prací se

vulkanoklastické sedimenty v okolí Lipníka nad Bečvou vyskytují až ve 3 samostatných polohách s maximální nepravou mocností 9,6 m ve vrtu GL-4 (Peloušek a Sirný 1997). Vrstvy sedimentů spodního badenu jsou v okolí Lipníka nad Bečvou šikmo ukloněné pod úhlem až 30°. Badenické stáří sedimentů v Jezernici a okolí bylo dále

doloženo biostratigraficky pro paleomagnetickou studii karpatské předhlubně (Márton et al. 2011). Rhyolitová vulkanoklastika byla dále zjištěna v nedalekých vrtech HV-1013, HV-1011 a 3MB8 v mocnosti přesahující 4 m (Bubík et al. 2018a). Podle uvedených průzkumných prací lze považovat výskyty kyselých vulkanoklastik v sedimentech badenu v této oblasti za regionální. Přímo v těžebně Jezernice byla zjištěna vrstva vulkanoklastik o mocnosti 1 až 7 cm (N 49°32'36.1" E 17°36'41.7") uvnitř jílu badenského stáří (HJG001c; obr. 1b).

### Terminologie jílových minerálů

Při popisu produktů rozpadu vulkanických skel se často setkáváme s pojmem montmorillonit ve smyslu obecného krystalochemického vzorce  $[(\text{Na,Ca})_{0,33}(\text{Al,Mg})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}]$ . Zastoupení Mg a dalších prvků ve struktuře se přitom může výrazně měnit, což naznačuje definice Güvena (1988). Montmorillonit je podle této klasifikace dioktaedrický hlinitý smektit z minerální řady montmorillonit-beidellit s obecným vzorcem  $(\text{Al}_{2-y}\text{Mg}_y)(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  (E = mezivrstevní kationty: Na, Ca, K), kde  $y > x$  (Güven 1988; Melka, Šťastný 2014). Vzhledem k variabilitě studovaného materiálu v tomto článku používáme obecnější termín smektit, jehož složení se podle Schulze (2005) pohybují mezi třemi koncovými členy: Al-montmorillonit  $[\text{Na}_{0,2}\text{Ca}_{0,1}\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_{10}]$ , beidellit  $[\text{Na}_{0,5}\text{Al}_{2,5}\text{Si}_{3,5}\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})]$  a nontronit  $[(\text{Ca}_{0,5}\text{Na})_{0,3}\text{Fe}^{3+}_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}]$ . Termín montmorillonit používáme pouze při popisu převzatých výsledků XRD a DTA (Čížek 1982; Krmíček a Čížek 1992; XRD = rentgenová difrakční analýza a DTA = diferenční termická analýza).

### Terénní a laboratorní práce

Rhyolitová vulkanoklastika prvního studovaného vzorku LV022 byla v průběhu geologického mapování odebrána v nárazovém břehu potoka Hlásenec v. od Lipníka nad Bečvou (Bubík et al. 2018a). Podnětem pro nové studium bentonitů na lokalitě Ivančice-Réna bylo rozhodnutí dnešního vlastníka těžebních práv na ložisku a pozemků pod ním (města Ivančice) z listopadu 2019 o sanaci celého prostoru ložiska. V říjnu 2021, kdy jsme odebírali vzorky hornin (vzorek BP402), již byl bentonit dostupný pouze v odvalech a ani stěnový výchoz montmorillonitických jílu (obr. 1c) v nadloží bentonitů (obr. 1d) nebyl dostupný. Terén s těžební jámou byl zarovnan pomocí navážek inertních materiálů – zemin a stavebních sutí. Vzhledem k nedostatku regionálně geologických informací z okolí ložiska byla oblast Rény v roce 2021 detailně geologicky zmapována v měřítku 1 : 10 000 (obr. 1a). Detailní geologické mapování v měřítku 1 : 25 000 zde totiž nebylo dokončeno a geologická situace této lokality je známa pouze z výsledků mapování v měřítku 1 : 50 000 (Pálenský et al. 1997) a z ložiskových průzkumů (např. Čížek 1982). Ložisko bentonitu bylo těženo od roku 1992 na základě výpočtů zásob Kolka et al. (1990) a Krmíčka – Čížka (1992). Vzhledem k vysokým nákladům a levnému dovozu suroviny ze zahraničí těžba

rychle upadala, až původní těžební organizace zanikla. Pro detailní informace o vrtných pracích a ložiskových průzkumech na obou studovaných lokalitách odkazujeme na geodatabáze České geologické služby ([www.geology.cz/mapove](http://www.geology.cz/mapove) aplikace): SurIS, Vrtná prozkoumanost, ASGI.

Pro detailní studium byly zvoleny dva pevné masivní světlešedé vzorky (LV022 a BP402). Oba vzorky byly podrobeny petrografické analýze (polarizační mikroskop; elektronová mikrosonda) a celohorninové chemické analýze. Vzorek BP402 byl navíc analyzován rtg. difrakcí.

Pro petrografické studium byly vybrány vzorky s nejnižším stupněm sekundárních přeměn. Horniny byly studovány pomocí leštěného výbrusu. Studium výbrusů bylo provedeno na mikroskopu Nikon Eclipse ME600, mikrofotografie pořízeny kamerou Nikon DS-U3.

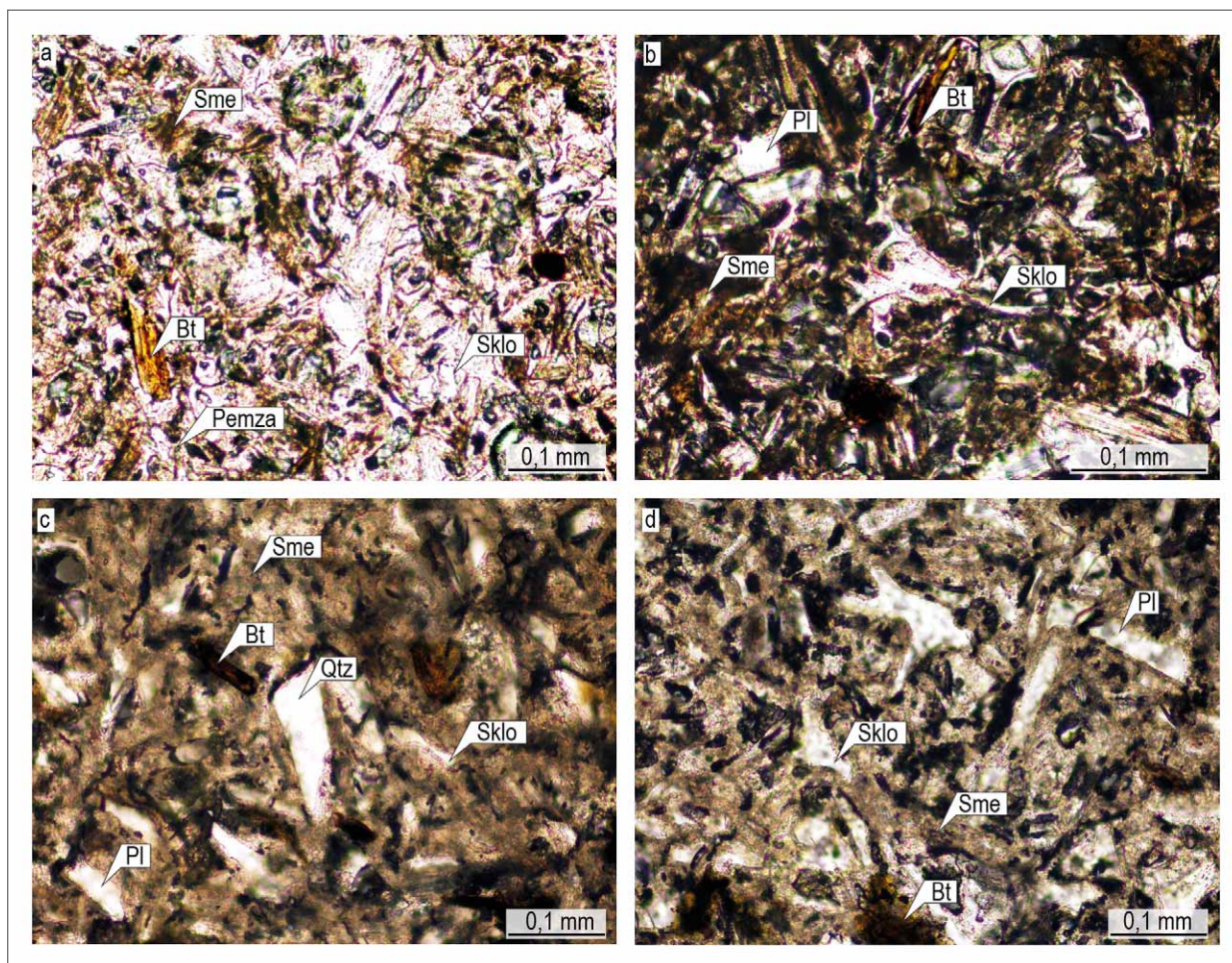
Mikrosondové analýzy jednotlivých minerálů a skla byly provedeny na vzorcích LV022 a BP402 ve spojených laboratořích elektronové mikroskopie a mikroanalýzy Masarykovy Univerzity a České geologické služby Brno na přístroji Cameca SX-100 (operátor P. Gadas). Měření byla provedena ve vlnové disperzním modu (WDS) za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, proud paprsku 10 nebo 20 nA; průměr paprsku 1 nebo 4  $\mu\text{m}$ . Pro pyroxeny a živce byly použity přírodní a syntetické standardy: Si, Al, K – sanidin, Na – albit, Fe – almandin (andradit pro živce), Mn – spessartin, Mg – pyrop, Ca – wollastonit, Ti – titanit, P – fluorapatit, Y – YPO<sub>4</sub>, Ni – Ni<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, Zn – gahnit, Cr – chromit, Sc a V – ScVO<sub>4</sub>, Ba – baryt, Sr a S – SrSO<sub>4</sub>, F – topaz, Cl – vanadinit. Data byla zpracována pomocí X-Phi Merlet korekce (Merlet 1994). Empirické vzorce živců a biotitů (chloritizovaných biotitů) byly přepočítány na 8 a 22 atomů kyslíku.

Dva vzorky s vysokým podílem jílových minerálů byly pomleté na analytickou jemnost a poté analyzovány v Acme Labs (Kanada) metodou FL202 (ICP-MS).

Vzorek BP402 byl homogenizován mletím v mlýnku McCrone (7 min/3 st.) v suspenzi etanolu. Vzorek byl analyzován rtg. difrakcí na práškovém rtg. difraktometru Bruker D8 Advance v Bragg-Brentanově uspořádání. Použito bylo CoK $\alpha$  záření a pozičně citlivého detektoru s detektorem Lynx Eye XE. Práškové vzorky pro rtg. difrakci byly připraveny metodou tzv. bočního plnění v plastových držácích. Difrakční záznam byl pořízen v úhlovém rozsahu 4–80° 2 $\theta$  s krokem 0,015° a načítacím časem 0,8 sek na krok. XRD analýzu provedl a vyhodnotil Dr. F. Laufek.

### Petrografie studovaných vulkanoklastik

Bentonit z lokality Ivančice-Réna je bělavě šedá, místy zelenavě bílá masivní hornina s lasturnatým lomem. Sekundární procesy postihly vulkanoklastika z lokality Ivančice-Réna nerovnoměrně. Můžeme zde najít vzorky, kde jsou stále poměrně dobře patrné primární tvary střípků vulkanického skla a vedle nich se zde vyskytují montmorillonitické jíly. V některých vzorcích dokonce zcela převažuje jemně zrnitý smektit, jehož zastoupení v hornině dosahuje až 98 hm. % (Čížek 1982; Krmíček a Čížek 1992). Tato hornina (bentonit) má velmi nízký obsah nejilových klastů nad 0,063 mm (do 19 hm. %;



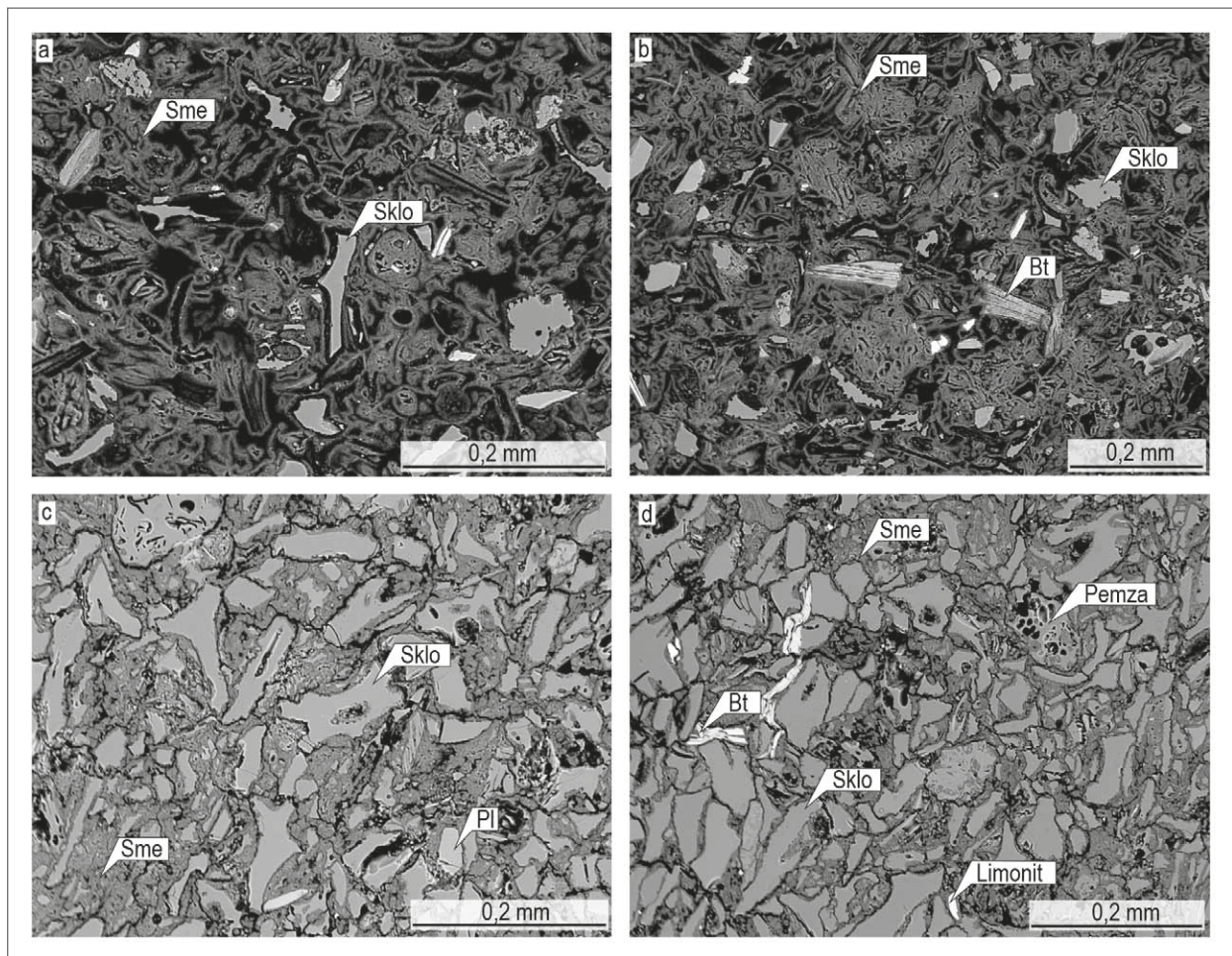
Obr. 2: Ryolitová vulkanoklastická hornina z lokality Ivančice-Réna (BP402, a–b) a Lipník nad Bečvou (LV022, c–d), optická mikroskopie, rovinně polarizované světlo (PPL). a) Krystaly biotitu, fragmenty pemzy a střípky skla obklopené základní hmotou složenou hlavně ze smektitu. b) Střípky vulkanického skla jsou částečně zatlačené smektitem (hojně opakní minerály: limonit a hematit). c) Xenomorfní úlomek křemene obklopený vulkanickým sklem částečně zatlačeným smektitem. d) Krystal biotitu a střípky vulkanického skla obklopené smektitem.

Fig. 2: Rhyolite volcanoclastic rock from the Ivančice-Réna (BP402, a–b) and Lipník nad Bečvou (LV022, c–d), optical microscopy, plane polarized light. a) Biotite crystals, fragments of pumices and glass shards surrounded by a matrix composed mainly of smectite. b) Shards of volcanic glass are partially replaced by smectite (abundant opaque minerals: limonite and hematite). c) Anhedral quartz surrounded by volcanic glass partially replaced by smectite. d) A biotite crystal and shards of volcanic glass surrounded by smectite.

Pavlík 1987). Místy bentonit přechází do jemnozrnného a prachovitěho tufu až tufitu s hojnou příměsí smektitu a se zbytky vulkanického skla. Hornina svou zrnitostí odpovídá vulkanickému popelu (obr. 2a) a obsahuje drobné úlomky pemzy stejně tak jako střípky skla (délka pyroklastů až 0,3 mm). Intenzita sekundárních přeměn je velmi variabilní, což je dobře patrné ve výbrusu. Ve studovaném vzorku vulkanoklastika z lokality Ivančice-Réna je část vulkanického skla přeměněna na smektit (53 mod. %), avšak původní tvar střípků skla je často stále patrný (obr. 2b). Místy je také zřejmé, že společně se smektitem se vyskytuje opál. Často jsou dobře pozorovatelné reliktu sklovitých klastů (38 mod. %) a fragmenty minerálních zrn (9 mod. %). Zbytky střípků vulkanického skla jsou ploché, nerovné nebo prohnuté a vznikly rozpadem napěněného vulkanického skla (některé úlomky mají průřez ve tvaru Y). Většinou hypautomorfní, často korodovaná minerální zrna jsou zastoupena křemenem, ternárním

živcem ( $Or_{78}Ab_{21}An_1$ ), biotitem a muskovitem. Ternární živce je lokálně postižen slabou sericitizací a často zakažen jílovými minerály. Biotit je automorfní a je částečně nahrazen hydrobiotitem, smektitem, limonitem nebo rutilem (obr. 2a). Místy jsou patrné lupínky světlých slíd, jejichž složení nebylo studováno, ale podle výsledku XRD analýzy se jedná o muskovit.

Ryolitová vulkanoklastika v. od Lipníka nad Bečvou jsou světle zelenošedá jemnozrnná (délka klastů až 0,2 mm), místy páskovaná. Většina studované polohy je složena ze sypkého materiálu, podřízeně byla ve výchozu pozorována pevná, střepovitě rozpadavá hornina tuf (tufit). Ryolitová vulkanoklastika se skládají hlavně z ostrohranných střípků vulkanického skla (obr. 2c). Poměrně hojně jsou také úlomky krystalů živců a křemene (obr. 2c, d), které jsou v hornině distribuovány nerovnoměrně. Vzácně se vyskytují také lupínky biotitu. Střípky vulkanického skla a úlomky pemzy (obr. 3a) nejeví známky



Obr. 3: BSE (backscattered-electron) mikrofotografie (P. Gadas) z ryolitových vulkanoklastických hornin z lokality Ivančice-Réna (BP402, a–b) a Lipník nad Bečvou (LV022, c–d). a) Fragменты стріпкų вулканікэго скла jsou nahrazeny smektitem (Sme). b) Biotit (Bt) mezi стріпкы вулканікэго скла nahrazenými smektitem. c) Fragменты pemзы a стріпкų вулканікэго скла jsou částečně nahrazeny smektitem. d) Deformovaný idiomorfні biotit (Bt) mezi стріпкы вулканікэго скла (částečně nahrazen smektitem).  
 Fig. 3: BSE (backscattered-electron) microphotographs (P. Gadas) of rhyolite volcanoclastic rocks from the Ivančice-Réna (BP402, a–b) and Lipník nad Bečvou (LV022, c–d). a) Fragments of pumices and glass shards are partially replaced by smectite. b) Biotite (Bt) among glass shards replaced by smectite. c) Fragments of glass shards are replaced by smectite. d) Deformed idiomorphic biotite (Bt) among glass shards partially replaced by smectite.

spečení a svým chemickým složením odpovídají ryolitu. Studovaná vulkanoklastická hornina z velké části sestává z pemzy a strípků vulkanického skla (42 mod. %). Sekundární minerály (hlavně smektit) tvoří 47 mod. %, zatímco minerální fáze jako je plagioklas, křemen a biotit, tvoří 11 mod. %. Vulkanické sklo často nese na povrchu známky sekundárních přeměn na jílové minerály (obr. 3a, b). Jílové minerály také převažují v základní hmotě mezi jednotlivými klasty (obr. 3a, b). Drobná hypautomorfne omezená zrna vulkanického křemene mají velikost 0,2 mm. Dále jsou přítomny automorfne až hypautomorfne omezené lišty obou druhů živců (obr. 2d), draselný živec obsahuje albitovou komponentu (tab. 1;  $Or_{62-63} Ab_{32-33}$ ), bazicita plagioklasu odpovídá andezínu ( $Ab_{59-60}$ ). Živce jsou místy sekundárně přeměněné na směs jílových minerálů. V hornině jsou také přítomny lupínky biotitu místy baueritizované nebo chloritizované (tab. 2; 4,9–6,2 hm. %  $K_2O$ ;  $xMg = MgO/FeO + MgO = 0,29-0,31$ ).

### Výsledky XRD difrakce

XRD záznam výrazně bentonitizovaného vzorku BP402 potvrdil převahu smektitu. Podle difrakčního záznamu se patrně jedná o smektit (elektronická příloha I), což je v dobrém souladu se zjištěným chemickým složením vzorku. Dále byly zjištěny plagioklasy v obsazích až 10 hm. %. Křemen a muskovit jsou přítomny v podružném množství do cca 3 hm. %.

### Chemické složení studovaných vulkanoklastik

Oba studované vzorky vulkanoklastik můžeme klasifikovat jako kyselé horniny, jejichž chemické složení se však mírně liší (obr. 4a). Vzorek z lokality Lipník nad Bečvou (LV22) se vyznačuje vysokým obsahem  $SiO_2$  (70,5 hm. %) stejně jako poměry Zr/Ti (0,17) a Nb/Y (0,4), což je typické pro vápenato-alkalické ryolity. Obsahy  $SiO_2$  (52,9 hm. %) řadí vzorek z lokality Ivančice-Réna (BP402) k vápenato-alkalickým dacitům (obr. 4a), avšak poměry Zr/Ti (0,16) a Nb/Y (0,5) jsou v podstatě stejné



Tab. 1: Reprezentativní analýzy chemického složení živců ze studovaných vulkanoklastických hornin LV022 (25–33) a BP402 (6). Empirický vzorec přepočítán na 8 atomů kyslíku.

Tab. 1: Representative compositions of the feldspars from the studied volcanoclastic rock LV022 (25–33) and BP402 (6). Formula calculations are based on 8 oxygen.

Číslo	25	26	32	33	6
SiO <sub>2</sub>	58,72	64,55	65,81	58,91	65,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,00	0,04	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,75	19,45	19,04	26,27	18,84
FeO	0,20	0,11	0,07	0,18	0,09
CaO	8,65	0,20	0,16	7,99	0,21
SrO	0,07	0,04	0,08	0,00	0,16
BaO	0,01	2,31	0,68	0,01	0,90
Na <sub>2</sub> O	7,03	3,60	3,59	7,03	2,31
K <sub>2</sub> O	0,25	10,91	11,44	0,43	12,69
Celkem	101,62	98,83	100,11	100,85	99,19
Si	2,590	2,945	2,980	2,615	2,979
Al	1,391	1,046	1,016	1,374	1,017
Fe <sup>3+</sup>	0,008	0,004	0,003	0,007	0,003
Ca	0,404	0,010	0,008	0,375	0,010
Sr	0,002	0,001	0,002	0,000	0,004
Ba	0,000	0,041	0,012	0,000	0,016
Na	0,601	0,319	0,315	0,605	0,205
K	0,014	0,635	0,661	0,024	0,742
An	40	1	1	37	1
Ab	59	33	32	60	21
Or	1	66	67	2	78

Tab. 2: Reprezentativní analýzy chemického složení alterovaného biotitu ze studované vulkanoklastické horniny LV022. Empirický vzorec byl přepočítán na 22 atomů kyslíku [OH bylo vypočteno jako OH = 4 - (Cl + F)].

Tab. 2: Representative compositions of altered biotite from the studied volcanoclastic rock LV022. Formula calculations are based on 22 oxygen [OH is calculated by OH = 4 - (Cl + F)].

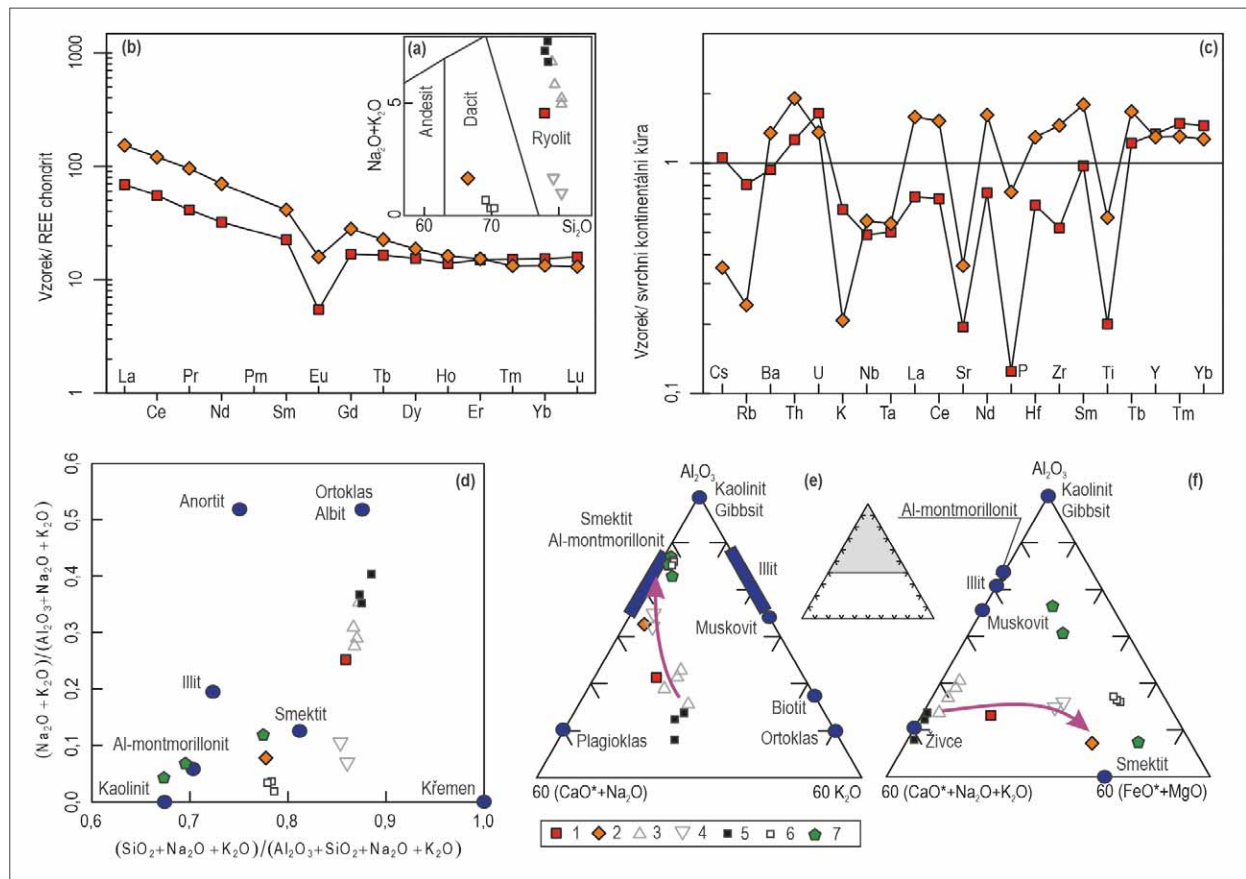
Číslo	30	31	Číslo	30	31
SiO <sub>2</sub>	36,63	38,12	Si	6,159	6,251
TiO <sub>2</sub>	3,39	3,53	<sup>iv</sup> Al	1,841	1,749
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,37	11,56	<sup>vi</sup> Al	0,411	0,486
FeO	23,03	23,85	Ti	0,429	0,435
MnO	0,18	0,29	Fe	3,238	3,271
MgO	5,83	5,46	Mn	0,026	0,040
CaO	0,20	0,54	Mg	1,461	1,335
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,15	Ca	0,037	0,095
K <sub>2</sub> O	6,19	4,88	Na	0,040	0,047
F	0,36	0,35	K	1,327	1,022
Cl	0,29	0,24	OH*	3,726	3,752
H <sub>2</sub> O*	3,32	3,43	F	0,193	0,183
O = F, Cl	0,22	0,20	Cl	0,081	0,065
Celkem	90,693	92,203	Celkem	18,969	18,730

jako u předchozího vzorku. Variabilní je také zastoupení dalších hlavních prvků (tab. 3) jako je například vyšší zastoupení Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,51 vs. 12,28 hm. %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3,44 vs. 1,45 hm. %), MgO (3,56 vs. 0,79 hm. %) a CaO (2,40 vs. 1,22 hm. %) ve vzorku BP402. Obsahy K<sub>2</sub>O (2,1 a 0,7 hm. %) a Na<sub>2</sub>O (2,1 a 0,6 hm. %) v bentonitech (tab. 3) jsou nižší než v primárním vulkanickém sklu (K<sub>2</sub>O = 2,7 až 4,1 hm. %) a Na<sub>2</sub>O (1,9 až 3,1 hm. %).

Na základě poměrně nízkého obsahu Rb (27 a 91 ppm; tab. 4), Y (28 a 29 ppm), Yb (2,8 a 3,2 ppm), Nb (12 a 14 ppm) a Ta (1,1 a 1,2 ppm) se patrně jedná o ryolit pocházející z geotektonického prostředí vulkanického oblouku (Pearce et al. 1984; Schandl a Gorton 2002). Tvar křivek REE normalizovaných chondritem (Boynton 1984; obr. 4b) je charakterizován klesajícím trendem v oblasti LREE (La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = 3,1 a 3,7), poměrně plochou křivkou v oblasti HREE (obr. 4b) a výraznou zápornou Eu anomálií (Eu/Eu\* = 0,28 a 0,47). Obsahy stopových prvků jsou většinou velmi blízké hodnotám uváděným pro svrchní kontinentální kůru podle Taylora a McLennana (1995) (obr. 4c). Patrně jsou slabé záporné anomálie v obsazích Sr, P, Ti a Tb. Celkové chemické složení vulkanoklastik z obou lokalit (Lipník nad Bečvou – LV22, Ivančice-Réna – BP402) je oproti chemickému složení vulkanického skla z těchto hornin posunuto směrem k sekundárním jílovým minerálům (smektitu, obr. 4d–f).

## Diskuze

Z hlediska možného přínosu vulkanoklastického materiálu jak do spodnomiocenního, tak do spodnobadenského prostoru karpatské předhlubně, lze uvažovat o karpato-panonském prostoru. V případě spodnomiocenních vulkanoklastik lze předpokládat zdroje z oblasti jižního Slovenska, pohorí Mátra, případně ze vzdálenějších zdrojů z oblastí Mecseku a jižního Maďarska (Pécskay et al. 2006). Pro lokality spodnobadenské přichází jako možný zdroj v úvahu oblast štýrské pánve, Burgenlandska, pohorí Bükk, Mecsek, Cserhát-Mátra a středního Maďarska (Pécskay et al. 2006). Z tohoto hlediska zdroje vulkanoklastického materiálu je důležitá chemická charakteristika minerálních zrn. Minerály se ve studovaných vulkanoklastických horninách vyskytují většinou jako ostrohranná, často korodovaná zrna (obr. 3b–d). Vzácně je patrné, že jsou xenomorfní krystaly částečně obklopeny sklem. Tyto texturní znaky jsou typické pro kyselý vulkanický popel a nenaznačují, že by se ve vulkanoklastickém materiálu vyskytovalo větší množství sedimentárních klastů. Zajímavá je variabilita živců ve vzorku vulkanoklastika od Lipníka nad Bečvou, kde se vyskytují draselné živce (Or<sub>62–63</sub> Ab<sub>32–33</sub>) společně s andezínem (Ab<sub>59–60</sub>), ve druhém vzorku z lokality Ivančice-Réna byl nalezen hlavně ternární živec (Or<sub>78</sub> Ab<sub>21</sub> An<sub>1</sub>). Tyto rozdíly mohou souviset s rozdílnou intenzitou sekundárních alterací (živce s vyšší bazicitou podléhají snáze rozpadu na sekundární minerály), nemůžeme však také vyloučit variabilní chemické složení v důsledku odlišného zdroje magmatu (např. mingling kyselého magmatu s bazickým). Studované plagioklasy (Ab<sub>59–60</sub>) a biotity (vysoké xMg = 0,29 až 0,31) a TiO<sub>2</sub> = 3,4 až 3,5 hm. %; tab. 2) mají podobné složení jako tyto minerály obsažené ve slovenských obsidiánech (Kohut et al. 2019). Podle těchto autorů vykazují plagioklasy v obsidiánech poměrně výraznou zonálnost (ve středech Ab<sub>11–67</sub> a na okrajích Ab<sub>69–81</sub>) a biotity jsou charakterizovány xMg od 0,32 do 0,43 a vysokými obsahy TiO<sub>2</sub> (3,2 až 4,6 hm. %). Oba studované vzorky vulkanoklastických hornin můžeme klasifikovat jako vulkanický popel ryolitového



Obr. 4: Chemické složení vulkanoklastických hornin z obou studovaných lokalit (BP402, LV022), vulkanického skla a jílových minerálů z Lipníku nad Bečvou. a) diagram celkových alkálií ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) versus  $\text{SiO}_2$  (upraveno podle LeBas et al. 1986); b) chondritem normalizované vzory prvků vzácných zemin (REE) (hodnoty pro normalizaci jsou převzaty z Boyntona 1984); c) víceprvkové variační diagramy normalizované na svrchní kontinentální kůru [hodnoty pro normalizaci podle McDonough a Sun (1995)]; d)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  vs.  $(\text{SiO}_2 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  diagram podle Kronberga a Nesbitta (1981); e, f) ternární diagramy:  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O}$  a  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO}^* + \text{MgO})$  podle Nesbitta a Younga (1982) a Nesbitta et al. (1996).  $\text{FeO}^*$  = všechno železo přepočteno na FeO;  $\text{CaO}^*$  = obsah CaO v silikátech. Vzorky: (1) vulkanoklastická hornina Lipník nad Bečvou (LV022), (2) vulkanoklastická hornina Ivančice-Réna (BP402), (3) vulkanické sklo (LV022), (4) jílové minerály (LV022), (5) vulkanické sklo (BP402), (6) jílové minerály (BP402), (7) průměrné složení minerálů montmorillonit-beidellitové skupiny vzniklých alterací kyselých hornin na třech lokalitách v Maroku (Ddani et al. 2005).

Fig. 4: Chemical composition of the volcanoclastic rocks from both studied localities (BP402, LV022), volcanic glass and clay minerals from Lipník nad Bečvou. a) total alkalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) versus  $\text{SiO}_2$  diagram (modified from LeBas et al. 1986); b) chondrite-normalised rare earth element (REE) patterns (the values for normalization are based on Boynton 1984); c) upper Continental Crust-normalised multi-element variation diagrams [the values for normalization are based on McDonough and Sun (1995)]; d)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  vs.  $(\text{SiO}_2 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  diagram given by Kronberg and Nesbitt (1981); e, f) the ternary diagrams:  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O}$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO}^* + \text{MgO})$  given by Nesbitt and Young (1982) and Nesbitt et al. (1996).  $\text{FeO}^*$  = total iron oxides;  $\text{CaO}^*$  = CaO in silicate-bearing minerals only. Samples: (1) volcanoclastic rock Lipník nad Bečvou (LV022), (2) volcanoclastic rock Ivančice-Réna (BP402), (3) volcanic glass (LV022), (4) clay minerals (LV022), (5) volcanic glass (BP402), (6) clay minerals (BP402), (7) average composition of minerals of the montmorillonite-beidellite series formed by alterations of acidic rocks in three localities in Morocco (Ddani et al. 2005).

složení na základě obsahu nemobilních stopových prvků (Zr, Ti, Nb, Y) a na základě chemického složení zachovalého vulkanického skla. Vulkanoklastika nenesou známky sekundárního transportu a nevykazují známky výraznějšího zrnitostního vytřídění. V obou případech se tedy pravděpodobně primárně jednalo o spad vulkanického popela do vodního prostředí.

Vzorek materiálu na chemickou analýzu odebraný z lokality Ivančice-Réna (BP402) je postižen intenzivnější sekundární přeměnou ve srovnání se vzorkem z lokality Lipník nad Bečvou (LV022). Přeměna postihuje hlavně vulkanické sklo a biotit. V důsledku sekundárních

přeměn se mění zastoupení některých mobilních chemických prvků a hodnoty LOI (9,4 a 20,2 hm. %), což ovlivňuje chemické složení celé horniny (obr. 4a, c; např. Si, K, Na, Rb, Cs). V diagramech 4d–f je patrné, že celkové chemické složení vulkanoklastické horniny LV022 leží mezi chemickým složením primárního vulkanického skla a chemickým složením jílových minerálů, které vznikají jeho rozpadem (smektit). Z diagramů 4e–f je zároveň zřejmé, že dominantním minerálem není koncový člen minerální řady Al-montmorillonit-beidellit  $[\text{Na}_{0,2}\text{Ca}_{0,1}\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_{10}]$ , ale jedná se spíše o Mg-Al-Fe smektit. V diagramu 4d je patrné,

Tab. 3: Obsahy hlavních prvků vulkanoklastických hornin (vulk.), vulkanického skla (sklo) a smektitu (Sme).

Tab. 3: Contents of major elements of the volcanoclastic rocks (vulk.), volcanic glass (sklo) and smectite (Sme).

Vzorek	LV022	BP402	1LV022	2LV022	3LV022	4LV022	5BP402	6BP402	5LV022	6LV022	2BP402	4BP402
Hornina	vulk.	vulk.	sklo	sklo	sklo	sklo	sklo	sklo	Sme	Sme	Sme	Sme
SiO <sub>2</sub>	70,49	52,87	74,955	74,297	74,513	74,038	74,64	75,312	68,221	66,411	59,257	59,602
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,28	15,51	11,902	11,79	12,239	11,982	12,047	11,972	11,962	10,923	16,891	16,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	1,45	3,44	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
FeOt	–	–	0,815	0,852	0,857	0,796	1,274	1,351	1,325	1,312	3,767	3,973
MgO	0,79	3,56	0,022	0,017	0,022	0,031	0,052	0,035	1,671	1,538	3,845	4,053
CaO	1,22	2,4	0,553	0,542	0,584	0,554	0,71	0,845	1,515	1,447	1,094	0,985
Na <sub>2</sub> O	2	0,61	2,543	2,119	2,781	1,92	3,087	2,5	0,603	0,254	0,253	0,28
K <sub>2</sub> O	2,12	0,7	3,994	2,709	2,716	2,669	3,978	4,104	0,804	0,562	0,339	0,313
TiO <sub>2</sub>	0,1	0,29	0,028	0,02	0,034	0,014	0,071	0,058	0,047	0,089	0,315	0,364
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,12	0,00	0,00	0,009	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,03	0,03	0,059	0,054	0,052	0,059	0,04	0,013	0,003	0,004	0,017	0,041
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 0,002	0,002	0,005	0,000	0,000	0,022	0,011	0,038	0,008	0,007	0,000	0,000
LOI	9,4	20,2	5,124	7,6	6,193	7,915	4,09	3,772	13,841	17,453	14,222	13,629
Celkem	100	99,9	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

že chemické složení směsi jílových minerálů leží mezi smektitem a křemenem, což naznačuje příměs opálu nebo některého dalšího minerálu ze skupiny SiO<sub>2</sub>. Chemické složení mikrosondových analýz tedy naznačuje, že jde o směs, v níž se kromě dominantního smektitu vyskytuje v malém množství také opál. Nemůžeme vyloučit ani přítomnost jílových minerálů bohatých Fe a Mg [například nontronit případně i saponit = Ca<sub>0,25</sub>(Mg,Fe)<sub>3</sub>((Si,Al)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub>·n(H<sub>2</sub>O); Iijima 1978; Christidis a Huff 2009; García-Romero et al. 2019]. Chemické složení vulkanoklastika z lokality Ivančice-Réna (LV022) se blíží v těchto diagramech ještě více smektitu, což naznačuje, že ve vzorku tento minerál převažuje. Dominanci tohoto minerálu navíc potvrdila XRD analýza.

Na detailních BSE snímcích je patrné zatlačování vulkanického skla drobnými lupínky smektitu, které jsou vyvinuty na celém povrchu střípků skla a někdy vyplňují i drobné vesikuly v tomto skle (obr. 3). Vznik smektitu patrně souvisí s cirkulací podzemní nebo diagenetické vody. Při interakci těchto roztoků s vulkanickým sklem vznikají jílové minerály, které spotřebují většinu uvolněného oxidu křemičitého a hliníku, ale ponechávají v roztoku více mobilní prvky jako je například Si, K, Na, Ca, Mg nebo Fe (např. Shiraki et al. 1987; Fiore et al. 1999; Kadir et al. 2019).

Chemické složení jílových minerálů (smektitů) z obou studovaných lokalit je v diagramech 4d–f situováno poměrně blízko od průměrného chemického složení jílových minerálů, které vznikly rozpadem kyselých vulkanických hornin (Ddani et al. 2005). Posun mikrosondových analýz směrem k SiO<sub>2</sub> (obr. 4d) poměrně dobře koresponduje s přítomností malého množství opálu, který je patrný v optickém mikroskopu a impregnuje produkty rozpadu vulkanického skla. Přítomnost malého množství novotvořeného opálu, eventuelně i dalších modifikací SiO<sub>2</sub> ve studovaných produktech sekundárních přeměn ryolitového vulkanického skla souvisí s charakteristikami otevřeného systému, v němž smektit vznikal. Z experimentálních studií, simulujících smektitizaci vulkanického skla, je totiž patrné, že šance na srážení volného SiO<sub>2</sub>

klesá s rostoucím průtokem vodných roztoků. Naproti tomu vyluhování nemobilního Al není významné (Daux et al. 1997). Proto je často vznik vysoce kvalitních bentonitů z kyselých hornin spojován s oblastmi s výrazným termálním gradientem, kde může docházet k cirkulaci podzemní vody (např. Christidis a Huff 2009). V takových systémech jsou alkalické kovy a Si vyluhovány z vulkanického skla a v podobě hydrotermálních roztoků mizí ze systému, což zabraňuje vzniku opálu a zeolitů. Tento model však není vhodný pro námi studované výskyty vulkanoklastik, které

se usadily v oblastech s relativně nízkým termálním gradientem (v okraj Českého masivu). Výrazná migrace fluid však mohla probíhat v souvislosti s intenzivním zvětráváním, které předcházelo badenské transgresi (Krystek 1981), což je ale možné pouze u lokality Ivančice-Réna (BP402). Pro takový proces by byla typická stratifikace sekundárních přeměn vzhledem k paleoreliéfu (s hloubkou se obvykle mění chemické složení podzemních vod včetně pH). Nehomogenitu procesů sekundárních přeměn potvrzují dříve publikované výsledky DTA a XRD studia vzorků z lokality Ivančice-Réna (Čížek 1980).

Tab. 4: Obsahy stopových prvků vulkanoklastických hornin.

Tab. 4: Contents of trace elements of the volcanoclastic rocks.

Vzorek	LV022	BP402
Ba	514	742
Cs	3,9	1,3
Hf	3,8	7,5
Nb	12,2	14,0
Rb	90,5	27,1
Sr	68,0	125,4
Ta	1,1	1,2
Th	13,5	20,4
U	4,6	3,8
Zr	99,3	276,5
Y	29,4	28,5
La	21,4	47,5
Ce	44,8	97,3
Pr	5,04	11,68
Nd	19,3	42,0
Sm	4,38	8,06
Eu	0,40	1,17
Gd	4,35	7,26
Tb	0,78	1,07
Dy	4,95	6,02
Ho	1,00	1,16
Er	3,15	3,21
Tm	0,49	0,43
Yb	3,20	2,79
Lu	0,51	0,42

Zmíněný autor popisuje, že ve vzorcích z hloubek 11,6 m a 12,9 m naprosto dominoval smektit (montmorillonit), zatímco ve vzorku z hloubky 18,5 m byly kromě smektitu (montmorillonitu) přítomny také další jílové minerály (illit a kaolinit) a primární minerály vulkanoklastik (křemen, plagioklas, biotit, muskovit a chlorit). Při vzniku smektitu (montmorillonitu) je důležitá vysoká aktivita  $\text{Si}(\text{OH})_4$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  a pH nad 6,5, naproti tomu při pH nižším než 6 vzniká vermikulit a následně kaolinit (Borchardt 1989; Christidis a Huff 2009). Vzhledem k zjištěnému stáří a geologické pozici vulkanoklastik (Čtyrkoký 1982, 1991; Čížek et al. 1990; Nehyba a Roetzel 1999) předpokládáme, že na lokalitě Ivančice-Réna proběhla sedimentace vulkanického popela v lakustrinním prostředí.

Vulkanoklastika na lokalitě Lipník nad Bečvou (LV022) jsou však situována uvnitř komplexu jílu badenského stáří. Jednalo se tedy o sedimentaci do marinního prostředí, což možnost interakce s fluidy produkovanými v průběhu kontinentálního zvětrávání vylučuje. Je tedy pravděpodobné, že k sekundárním přeměnám došlo v důsledku interakce vulkanického skla s mořskou/diagenetickou vodou. V případě vulkanoklastik na lokalitě Ivančice-Réna (BP402) mohlo k podobné alteraci dojít v průběhu pozdější diagenese zmíněných vulkanoklastik po transgresi badenského moře. Absence negativní Ce anomálie u obou vzorků naznačuje, že přeměna na sekundární minerály probíhala za suboxických nebo anoxických podmínek (Jeans et al. 2000).

Sekundární přeměny biotitových vyrostlic se především projeví ztrátou  $\text{K}_2\text{O}$  a  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Železo a mangan se v hornině hromadí v podobě oxo-hydroxidů Mn-Fe. V mikroskopu (obr. 2) jsou patrné drobné shluky oxo-hydroxidů Mn-Fe (dále limonity), které z velké části vznikají rozpadem vulkanického skla a biotitu. Někdy je limonit ostře ohraničen a částečně obklopen vulkanickým sklem (obr. 3b) což naznačuje, že mohl vzniknout rozpadem železem bohatých minerálů (pyrit, magnetit).

## Závěr

Tento příspěvek je zaměřen na petrografickou a geochemickou charakteristiku dvou vzorků miocenních ryolitových vulkanoklastik z lokalit Lipník nad Bečvou a Ivančice-Réna. Na obou lokalitách byly nalezeny vrstvy vulkanického popela, který měl chemické složení odpovídající ryolitu. Obsahy REE a dalších stopových prvků ( $\text{Y} = 28$  a  $29$  ppm,  $\text{Yb} = 2,8$  a  $3,2$  ppm,  $\text{Nb} = 12$  a  $14$  ppm,  $\text{Ta} = 1,1$  a  $1,2$  ppm,  $\text{Zr}/\text{Ti} = 0,16$  a  $0,17$  a  $\text{Nb}/\text{Y} = 0,4$  a  $0,5$ ) podporují názor, že oba studované vzorky pochází z podobného magmatického zdroje. Vulkanoklastika z lokality Ivančice-Réna sedimentovala ve spodním miocénu v terestrických podmínkách (lakustrinní prostředí), naproti tomu vulkanoklastika z okolí Lipníka nad Bečvou jsou součástí sedimentárního sledu mořských sedimentů.

V obou studovaných vzorcích dominuje smektit, který zatlačuje ostrohnané střípky vulkanického skla a klasty pemzy. V malém množství jsou přítomny úlomky krystalů živců, křemene, muskovitu a biotitu. Smektit a podružně zastoupený opál částečně nahrazují sopečné sklo a střepy pemzy. Krystaly plagioklasu ( $\text{Ab}_{59-60}$ ) a K-živce ( $\text{Or}_{62-78}$   $\text{Ab}_{21-33}$   $\text{An}_{0-1}$ ) jsou relativně čerstvé (slabá přeměna na sericit). Biotit je částečně až zcela oxidován a chloritizován (4,9–6,2 hm. %  $\text{K}_2\text{O}$ ). V menším množství jsou přítomny oxyhydroxidy železa. Sekundární přeměny vulkanického skla jsou provázány úbytkem K a Na v důsledku interakce s vodními roztoky. Smektit patrně vznikl in situ poté, co vulkanoklastika sedimentovala do lakustrinního nebo mořského prostředí.

## Poděkování

*Předložená práce vznikla za finanční podpory projektů České geologické služby číslo 321180 a 321070 (DKRVO/ČGS 2018–2022). Autoři děkují recenzentům Z. Dolníčkovi a D. Všianskému za podnětné připomínky.*

## Literatura

- Borchardt, G. (1989). Smectites. – In: Dixon, J. B., Weed, S. B. (eds): *Minerals in Soil Environments*, 675–727. <https://doi.org/10.2136/sssabookser1.2ed.c14>
- Boynnton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. – In: Henderson, P. (ed.): *Rare Earth Elements Geochemistry*. – 63–114, Amsterdam (Elsevier).
- Bubík, M., Břízová, E., Buriánek, D., Gilíková, H., Havíř, J., Janderková, J., Kašperáková, D., Knésl, 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.
- 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.
- Čížek, P. (1980). Výskyt bentonitu jihovýchodně od Ivančic. – *Geologický průzkum* 22, 298–300. Praha.
- Čížek, P. (1982). Zpráva o nálezů a stavu výzkumu ložiska bentonitu jv. od Ivančic. – ČGS Praha. P03897
- Čížek, P., Koepl, O., Krejčíř, M., Krmíček, P., Pekárková, R. (1990). Lower Miocene bentonites of the Carpathian Foredeep in southern Moravia. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 75, 105–114. Brno.
- Čtyroký, P. (1982). Spodní miocén (eggenburg a ottang) jz. části čelní hlubiny na Moravě (The Lower Miocene (Eggenburg-Ottang) in the SW-part of the Carpathian Foredeep in Moravia). – *Zemní plyn a nafta*, 27, 379–394. Hodonín.
- Čtyroký, P. (1991). Členění a korelace eggenburgu a ottangu v jižní části karpatské předhlubně na jižní Moravě (Classification and correlation of the Eggenburgian and Ottangian in the southern part of the Carpathian Foredeep in Southern Moravia). – *Západné Karpaty, Séria Geológia*, 15, 67–109. Bratislava.
- Daux, V., Guy, C., Advocat, T., Crovisier, J. L., Stille, P. (1997). Kinetic aspects of basaltic glass dissolution at 90°C: role of aqueous silicon and aluminium. – *Chemical Geology*, 142, 109–126. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00079-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00079-X)
- Ddani, M., Meunier, A., Zahraoui, M., Beaufort, D., El Wartiti, M., Fontaine, D., Boukili, B., El Mahi, B. (2005). Clay mineralogy and chemical composition of bentonites from the Gourougou volcanic massif (northeast Morocco). – *Clays and Clay Minerals*, 53, 250–267. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2005.0530305>
- Fiore, S., Huertas, F. J., Tazaki, K., Huertas, F., Linares, J. (1999). A low temperature experimental alteration of a rhyolitic obsidian. – *European Journal of Mineralogy*, 11, 455–469. <https://doi.org/10.1127/ejm/11/3/0455>
- Fisher, R. V., Schmincke, H-U. (1984). Alteration of Volcanic Glass. – In: Fisher, R. V., Schmincke, H-U. (eds): *Pyroclastic Rocks*. – Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 312–345. <https://doi.org/10.3390/min9110696>
- García-Romero, E., María Machado, E., Suárez, M., García-Rivas, J. (2019). Spanish Bentonites: A Review and New Data on Their Geology, Mineralogy, and Crystal Chemistry. – *Minerals*, 9, 11, 696.
- Güven, N. (1988). Smectites. – In: Bailey, S. W. (ed.). – *Hydrous Phyllosilicates. Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 19, 497–559.
- Christidis, G. E., Huff, W. D. (2009). Geological Aspects and Genesis of Bentonites. – *Elements*, 5, 2, 93–98. <https://doi.org/10.2113/gselements.5.2.93>
- Iijima, A. (1978). Geological occurrences of zeolite in marine environments. – In: Sand, L. B., Mumpton, F. A. (eds): *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*. – Pergamon Press, Elmsford, New York, 175–198.
- Izett, G. A., Wilcox, R. E., Powers, H. A., Desborough, G. A. (1970). The Bishop ash bed, a Pleistocene marker bed in the Western United States. – *Quaternary Research*, 1, 1, 121–132. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(70\)90014-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(70)90014-1)
- Jeanes, C. V., Wray, D. S., Merriman, R. J., Fisher, M. J. (2000). Volcanogenic clays in Jurassic and Cretaceous strata of England and the North Sea Basin. *Clay Minerals*, 35, 25–55.
- Jurková, A., Tomšík, J. (1959). Tufitické horniny v tortonu ostravsko-karvinského revíru. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 4, 4, 394–407.
- Kadir, S., Külah, T., Erkoyun, H., Christidis, G. E., Arslanyan, R. (2019). Geology, Mineralogy, Geochemistry, and Genesis of Bentonite Deposits in Miocene Volcano–Sedimentary Units of the Balikesir Region, Western Anatolia, Turkey. – *Clays and Clay Minerals*, 67, 371–398. <https://doi.org/10.1007/s42860-019-00029-w>
- Kohut, M., Anczkiewicz, R., Biron, A., Mikus, T., Milovska, S., Milovsk, R., Surka, J., Danisik, M., Kirkland, Ch., Erban, V., Kochergina, Yu., Magna, T., Gerdes, A., Halton, A., Sherlock, S., Jesenak, K., Pearce, N., Recio, C., Westgate, J., Baco, P. (2019). Genesis of the Carpathian obsidians. In Broska, I., Kohut, M., Kohut, M., Tomasovych, A. (eds). *Geologica Carpathica 70 Proceedings of the Geologica Carpathica 70 Conference*, 75–78.
- Kolek, P., Krmíček, P., Palan, M. (1990). Vysoce čisté bentonity. Účel: bentonit pro speciální účely. Etapa: aplikovaný výzkum. – ČGS Praha. P69900.
- Krmíček, P., Čížek, P. (1992). Výpočet a klasifikace zásob ložiska Ivančice-Réna, bentonit, č. ú. 23584692. – *Bentonit Moravia, s.r.o. Ivančice. ČGS Praha. P075976*.
- Kronberg, B. I., Nesbitt, H. W. (1981). Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. – *Journal of Soil Science*, 32, 453–459. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1981.tb01721.x>
- Krystek, I. (1959). Petrografie tufitických hornin z oblasti vídeňské vnitrokarpatké a vněkarpatké pánve. – *Geologické práce*, 54, 127–144.
- Krystek, I. (1981). Použití výzkumu společenstev těžkých minerálů v sedimentárních komplexech. – *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis, Geologia*, 22, 3, 101–107.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *Journal of Petrology*, 27, 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>

- Macoun, J., Cicha, I., Čekan, V., Jurková, A., Otava, J., Strakošová, O., Vítek, J. (1985). Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000 15-432 Ostrava. – ČGS Praha. P052062.
- Márton, E., Tokarski, A., Krejčí, O., Rauch, M., Olszewska, B., Tomanová Petrová, P., Wójcik, A. (2011). „Non European“ paleomagnetic directions from the Carpathian Foredeep at the southern margin of the European plate. – *Terra Nova*, 23, 2, 134–144. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.00993.x>
- McDonough, W. F., Sun, S.-S. (1995). Composition of the Earth. – *Chemical Geology*, 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Melka, K., Šťastný, M. (2014). Encyklopedický přehled jílových a příbuzných minerálů. Academia Praha. 914 s. ISBN 978-80-200-2369-8.
- Merlet, C. (1994). An accurate Computer Correction Program for Quantitative Electron Probe Micro-analyses. – *Microchimica Acta*, 114, 115, 363–376. <https://doi.org/10.1007/BF01244563>
- Nehyba, S. (1997). Miocene volcanoclastics of the Carpathian Foredeep in the Czech Republic. – *Věstník Českého geologického ústavu*, 72, 4, 311–327.
- Nehyba, S., Roetzel, R. (1999). Lower Miocene Volcanoclastics in South Moravia and Lower Austria. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 141, 473–490.
- Nehyba, S., Stráňák, Z. (2016). Vulkanoklastika v pavlovickém souvrství ždánické jednotky. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 12, 37–41.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites. – *Nature*, 299, 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nesbitt, H. W., Young, G. M., McLennan S. M., Keays R. R. (1996). Effects of Chemical Weathering and Sorting on the Petrogenesis of Siliciclastic Sediments, with Implications for Provenance Studies. – *The Journal of Geology*, 104, 5, 525–542. <https://doi.org/10.1086/629850>
- Pálenský, P., Nekovařík, Č., Růžička, M. (1997). Geologická mapa 1 : 50 000, list 24-34 Ivančice. – Český geologický ústav Praha.
- Pavlík, J. (1987). Technologické hodnocení bentonitů a doprovodných surovin lokality Ivančice-Réna. – *Sborník Geologického průzkumu Ostrava*, 32, 145–151.
- Pearce, J. A., Harris, N. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – *Journal of Petrology*, 25, 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C., Cvetković, V. (2006). Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. – *Geologica Carpathica*, 57, 6, 511–530.
- Peloušek, J., Sirný, J. (1997). Přerov - Hranice, cihlářské suroviny, vyhledávací průzkum (I. etapa). – ČGS Praha. P97493.
- Peloušek, J., Sirný, J. (1998). Přerov - Hranice, cihlářské suroviny, vyhledávací průzkum (II. etapa). – ČGS Praha. P97494.
- Preece, S., Westgate, J. A., Gorton, M. P. (1992). Compositional variation and provenance of Late Cenozoic distal tephra beds, Fairbanks area, Alaska. – *Quaternary International*, 192, 97–101. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(92\)90015-T](https://doi.org/10.1016/1040-6182(92)90015-T)
- Roetzel, R., de Leeuw, A., Mandic, O., Márton, E., Nehyba, S., Kuiper, K. F., Scholger, R., Wimmer-Frey, I. (2014). Lower Miocene (upper Burdigalian, Karpatian) volcanic ash-fall at the south-eastern margin of the Bohemian Massif in Austria – New evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-dating, palaeomagnetic, geochemical and mineralogical investigations. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 107, 2–22.
- Roetzel, R., Scharbert, S., Wimmer-Frey, I., Decker, K., (1999). B3 Straning – Bahneinschnitt. – In: Roetzel, R. (ed.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 - Retz-Hollabrunn. 290–293, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Shiraki, R., Sakai, H., Endoh, M., Kishima, N. (1987). Experimental studies on rhyolite- and andesite-seawater interactions at 300 °C and 1000 bars. – *Geochemical Journal*, 21, 139–148. <https://doi.org/10.2343/geochemj.21.139>
- Schandl, S. J., Gorton, M. P. (2002). Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. – *Economic Geology*, 97, 629–642. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Schulze, D. G. (2005). Clay minerals. – *Encyclopedia of Soils in the Environment*, 246–254. <https://doi.org/10.1016/b0-12-348530-4/00189-2>
- Slavík, J. (1956). Zpráva o dacitových tufitech v mořském tortonu vněkarpatské pánve na Moravě. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 31, 1, 29–36.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. – *Review Geophysics*, 33, 241–265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>

**Internetové zdroje:**

- [www.geology.cz/stratigraphy/](http://www.geology.cz/stratigraphy/)  
[www.geology.cz/mapove aplikace/](http://www.geology.cz/mapove_aplikace/)  
 SurIS (<https://mapy.geology.cz/suris/>)  
 Vrtná prozkoumanost ([https://mapy.geology.cz/vrtna\\_prozkoumanost/](https://mapy.geology.cz/vrtna_prozkoumanost/))  
 ASGI (<http://www.geology.cz/app/asgi/>)

# Hydrochemické vlastnosti zdrojů termálních minerálních vod v oblasti Pasohlávky – Laa an der Thaya

Hydrochemical properties of thermal mineral water sources in the Pasohlávky – Laa an der Thaya region

Bibiána Pasternáková<sup>1</sup> ✉, Tomáš Kuchovský<sup>1</sup>, Kateřina Chroustová<sup>1</sup>, Adam Říčka<sup>1</sup>, Magdalena Bottig<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno, Česká republika

<sup>2</sup> Geologische Bundesanstalt / Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich

## Key words:

Jurassic sediments, carbonate aquifer, thermal mineral water, stable isotopes, hydrochemistry, groundwater recharge, meteoric water, primary marine water, deep well

✉ 437337@mail.muni.cz

## Editor:

Jiří Faimon

## Doporučená citace článku:

Pasternáková, B., Kuchovský, T., Chroustová, K., Říčka, A., Bottig, M. (2021). Hydrochemické zhodnocení zdrojů termálních minerálních vod v oblasti Pasohlávky – Laa an der Thaya. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 28, 1–2, 105–111.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-15587>

## Abstract

The South Moravian region of Pasohlávky and the Lower Austrian town of Laa an der Thaya belongs to the areas of intensive use of thermal mineral water for recreational and balneological purposes. Thermal mineral water is extracted from a deep-seated Jurassic aquifer, mainly composed of carbonates. These carbonates overlie the crystalline bedrock, which is dipping towards the southeast below the Outer Western Carpathians. Due to this trend, there are two developments of the Jurassic sediments that differ in their lithological composition and are vertically separated by the Mušov transition zone. To the northwest from this zone, there is a shallower carbonate development and in the southeast, there is a deeper development which is composed of permeable carbonates together with impermeable marls. The Neogene sediments of Carpathian foredeep are deposited on the top of the Jurassic carbonate structure. Thermal mineral water is exploited by two hydrogeological wells – Muš-3G (Pasohlávky, 1 455 m deep) and Laa Th N1 (Laa an der Thaya, 1 448 m deep) situated in the shallower carbonate part of the Jurassic aquifer. The aim of this study, that summarizes the important partial outputs of the cross-border project Interreg HTPO (Hydrothermal Potential of the Area, ATCZ167), is to specify and clarify the origin, genesis and the processes of water formation based on the hydrochemical evaluation of thermal mineral water. For this purpose, both the final reports of studied wells and especially results from newly performed analyses of stable isotopes of hydrogen  $\delta^2\text{H}$  and oxygen  $\delta^{18}\text{O}$  were used. The  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values of water samples from the Muš-3G well varies from  $-12,77\text{‰}$  to  $-12,03\text{‰}$  and from  $-92,23\text{‰}$  to  $-88,05\text{‰}$ , respectively, while water samples from the Laa Th N1 well are isotopically heavier with  $\delta^{18}\text{O}$  values ranging from  $-7,04\text{‰}$  to  $-6,31\text{‰}$  and with  $\delta^2\text{H}$  values ranging from  $-51,04\text{‰}$  to  $-49,33\text{‰}$ . In the Pasohlávky region we suppose it is an isotopically depleted water that has infiltrated in the cold climatic period (glacial). Evaluation of the chemical composition revealed that although the thermal waters from both areas of the hydrogeological structure are of the same Na-Cl type, their total mineralization differs significantly. Lower total mineralization in the Pasohlávky area (approx. 2,2 g/L) is also associated with higher relative concentrations of bicarbonate ions ( $\text{HCO}_3^-$ ) and atmogenic nitrogen, typically bound to infiltrated meteoric waters. The thermal water in this area is mostly of meteoric origin, mixed with primary marinogenic water. In the Laa an der Thaya region, there is water with higher total mineralization (approx. 11 g/L) and lower relative concentrations of  $\text{HCO}_3^-$ , which together with the results of isotope analyses indicates a higher content of primary seawater. The marinogenic origin of waters also confirms the presence of bromides and iodides. The process of mixing primary marine waters with infiltrated meteoric waters significantly contributes to the chemical composition of the studied waters in both areas, while the original marinogenic water type of Na-Cl is preserved.

## Úvod

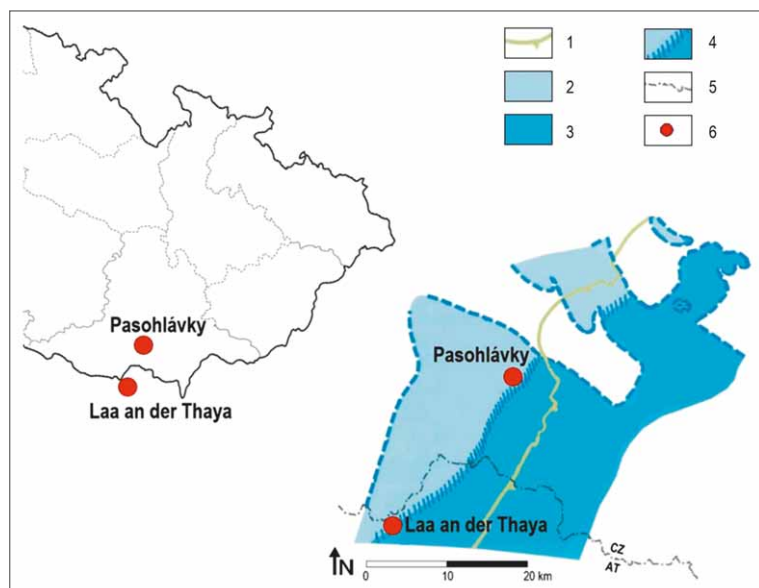
Okolí jihomoravské obce Pasohlávky a rakouského města Laa an der Thaya (dále jen Laa), ležícího těsně u hranic s Českou republikou, patří k oblastem intenzivního využívání termálních minerálních vod pro balneologické účely. Tyto termální vody jsou vázány na karbonátový kolektor jurského stáří vyskytující se v hloubkách přesahujících 1 km. Cílem této studie je, na základě hydrochemického zhodnocení termálních minerálních vod a nově vykonaných izotopových analýz vodíku a kyslíku, upřesnit a objasnit původ, genezi a procesy formování vod.

## Lokalizace a přírodní poměry

Termální minerální vody jsou vázány na hluboko položené těleso jurských sedimentů, z něhož jsou jímány prostřednictvím dvou hydrogeologických vrtů. Jedná se o 1 455 m hluboký vrt Muš-3G (N 48°54'17,8114" E 16°34'35,0305"), situovaný u s. okraje vodní nádrže Nové Mlýny I v blízkosti obce Pasohlávky v Jihomoravském kraji, a o 1 448 m hluboký vrt Laa Th N1 (N 48°43'53,7421" E 16°23'22,2877") nacházející se ve městě Laa v Dolním Rakousku (obr. 1, tab. 1). Vrt Muš-3G, vyhloubený v roce 1990, představuje první cílený vyhledávací vrt na termální vody na jižní Moravě. Na základě poznatků z vrtu Muš-3G byl v roce 1995 vyhlouben vrt Laa Th N1 s cílem zajistit obdobný zdroj termální vody (Michalíček et al. 2005). Teplota čerpaných vod z obou vrtů dosahuje 40–45 °C. V roce 1995 byl vybudován i vrt Pas-2G (N 48°54'19,7256" E 16°32'27,3678"), situovaný 2,6 km z. od vrtu Muš-3G, který byl projektován jako vrt reinjektážní se záměrem vtlačovat vytěženou termální vodu z vrtu Muš-3G zpět do horninového prostředí. Jedná se o 200 m hluboký vrt

vyhloubený do hornin miocénu a propustných sedimentů jury. Perforované úseky vrtu jsou umístěny v prostředí jurských hornin (Adámek et al. 1995). Vrt Pas-2G v současnosti neslouží jako zdroj termální vody.

Z regionálně-geologického hlediska leží zájmové území v oblasti jižní části karpatské předhlubně, která je tvořena neogenními sedimenty eggenburgu–ottangu, karpatu a spodního badenu. Na jihovýchodě se předhlubeň noří pod flyšové příkrovy Vnějších Západních Karpat. Podloží karpatské předhlubně je budováno autochtonním mezozoikem uloženým bezprostředně na krystaliniku. Autochtonní mezozoikum je zastoupeno převážně jurskými sedimenty, které jsou zdrojem termálních minerálních vod. Jurská sedimentace probíhala ve dvou cyklech – spodním a vrchním. Pro spodní cyklus (lias, dogger) jsou charakteristické klastické až peliticko-klastické sedimenty (Adámek 1986). Vrchní sedimentační cyklus (kelloway až tithon) je reprezentován na SZ karbonátovým a směrem na JV peliticko-karbonátovým vývojem jury (Eliška 1974). Vznik dvou vývojų byl zapříčiněn upadajícím reliéfem podloží směrem na JV, kde mají sedimenty i výrazně větší mocnost. Přejít těchto vývojų je pozvolný a tvoří poměrně širokou tzv. mušovskou přechodovou zónu (Adámek 1974), která má významný vliv z hlediska formování chemismu vod (obr. 1). Peliticko-karbonátový vývoj jury, situovaný jv. od mušovské zóny, představuje první hydrogeochemickou zónu, ve které se vyskytují silně mineralizované vody (20 až 56 g/L) výrazného Na-Cl až Ca-Cl typu. Směrem na severozápad od mušovské zóny se jurské sedimenty vynořují a přecházejí do druhé hydrogeochemické zóny tvořené karbonátovým vývojem jury. Pro tuto zónu jsou charakteristické vody Na-Cl typu, Na-HCO<sub>3</sub> až Ca-HCO<sub>3</sub> podtypu s nižšími celkovými mineralizacemi (0,5 až 12 g/L) (Adámek et al. 1990). Jak zdroje termálních minerálních vod Muš-3G a Laa Th N1, tak i reinjektážní vrt Pas-2G jsou vyhloubeny v prostředí karbonátového vývoje jury, a tudíž spadají do druhé hydrogeochemické zóny.



Obr. 1: Rozsah jurských sedimentů s lokalizací studovaných oblastí (Adámek 2005, upraveno). Legend: 1 – čelo příkrovů Vnějších Západních Karpat; 2 – karbonátový vývoj jury; 3 – peliticko-karbonátový vývoj jury; 4 – mušovská přechodová zóna; 5 – státní hranice; 6 – lokalizace studovaných oblastí.

Fig. 1: Extent of Jurassic sediments with the location of the studied areas (Adámek 2005, edited). Legend: 1 – Western Carpathian thrust front; 2 – Jurassic, carbonate platform; 3 – Jurassic, basal development; 4 – Mušov transition zone; 5 – state border; 6 – localization of studied areas.

## Metodika

Za účelem upřesnění a objasnění původu, geneze a identifikace infiltračních oblastí a možného směru proudění vod byly vyhodnoceny nově realizované izotopové analýzy vodíku a kyslíku (stanovení  $\delta^2\text{H}$  a  $\delta^{18}\text{O}$ ) a zpracovány chemické analýzy termálních minerálních vod z jímacích objektů Muš-3G a Laa Th N1. Chemické analýzy k vrtu Muš-3G byly získány ze závěrečných zpráv (Adámek et al. 1990; Neudert 1995; Kocman 2020), zatímco k vrtu Laa Th N1 byly poskytnuty rakouskou geologickou službou (GBA – Geologische Bundesanstalt). Chemické analýzy k vrtu Muš-3G byly získány ze závěrečné zprávy (Neudert 1995).



Tab. 1: Základní údaje o zdrojích termálních minerálních vod Muš-3G a Laa Th N1.

Tab. 1: Basic data of thermal mineral water sources Muš-3G and Laa Th N1.

Vrt	Souřadnice	Stratigrafie	Zdroj
Muš-3G (1 455 m)	N 48°54'17,8114" E 16°34'35,0305" Z: 184,11 m n. m.	0–830 m: Karpat, eggenburg 830–1 362 m: Jura (malm), karbonátový vývoj: altenmarktské souvrství 1 362–1 435 m: Jura (dogger – callovan), bazální klastické souvrství: – 1 416 m: nikolčické vrstvy – 1 435 m: grestenské souvrství 1 435–1 455 m: Krystalinikum – grani-toidy 1 203,7–1 418,2 m: Perforace vrtu	Adámek et al. (1990)
Laa Th N1 (1 448 m)	N 48°43'53,7421" E 16°23'22,2877" Z: 183 m n. m.	0–851,6 m: Karpat 851,6–1 090 m: Ottngang 1 090–1 121 m: Eggenburg 1 121–1 125,3 m: Eger 1 125,3–1 448 m: Jura (malm), karbonátový vývoj: altenmarktské souvrství 1 122,5–1 448 m: Perforace vrtu	Michalíček et al. (2005)

### Izotopy

Nejdůležitější složky molekuly vody jsou stabilní izotopy  $^{16}\text{O}$  a  $^{18}\text{O}$  ( $\Rightarrow \delta^{18}\text{O}$ ) a  $^1\text{H}$  a  $^2\text{H}$  ( $\Rightarrow \delta^2\text{H}$ ), které mají nejširší pole působnosti ve studiích podzemních vod, například při zjišťování jejich původu, způsobu doplňování nebo určování přibližného věku (Geyh 2000). Za účelem stanovení  $\delta^2\text{H}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  ve zkoumaných vodách byl proveden odběr vzorků z hydrogeologických vrtů Muš-3G a Laa Th N1. Odběr vzorků vod z vrtu Muš-3G probíhal v týdenních intervalech se začátkem vzorkování dne 8. 11. 2018, přičemž celkově bylo odebráno 32 vzorků. Vzorkování vod z vrtu Laa Th N1 začalo 21. 8. 2019 a pokračovalo ve dvoutýdenních intervalech až do 16. 6. 2020, dohromady bylo odebráno 17 vzorků. Před samotnou izotopovou analýzou byla nutná destilace vzorků z důvodu vysoké mineralizace vod. Vzorky byly destilovány v chemické laboratoři Ústavu geologických věd PřF MUNI pomocí destilační kolony. Následně byly všechny vzorky odeslány do specializované laboratoře stabilních izotopů České geologické služby v Praze. Měření  $\delta^2\text{H}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  ve vodách bylo provedeno pomocí laserové absorpční spektroskopie na přístroji LWIA (Liquid Water Isotope Analyser 3000) od firmy LGR (Los Gatos Research, Inc.), jehož chyba měření dosahuje hodnot  $\pm 0,7 \text{ ‰}$  pro  $\delta^2\text{H}$  a  $\pm 0,2 \text{ ‰}$  pro  $\delta^{18}\text{O}$ . Výsledné koncentrace izotopů se vztahují ke standardu V-SMOW a jsou uváděny v hodnotě delta ( $\delta$ ), která vyjadřuje poměr nejvzácnějších k nejběžnějším (resp. těžkých ku lehkým) izotopům v analyzovaném vzorku (Geyh 2000). V přírodních meteorických vodách platí lineární vztah mezi  $\delta^2\text{H}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  známý jako světová linie meteorických vod GMWL (Global Meteoric Water Line), který lze vyjádřit rovnicí 1 (Craig 1961):

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{ ‰} \quad (1)$$

Pro každou oblast je možné určit i lokální linii meteorických vod LMWL, kterou je třeba stanovit na základě vzorkování místních srážek včetně sněhu (Clark, Fritz 1997). Z hlediska lokalizace studované oblasti je v grafické interpretaci výsledků izotopových analýz vynesena kromě světové i lokální vídeňská linie meteorických vod (Vienna MWL), která vychází ze vztahu uvedeného v rovnici 2 (Hager, Foelsche 2015):

$$\delta^2\text{H} = 7,5 \delta^{18}\text{O} + 3,2 \text{ ‰} \quad (2)$$

Podzemní voda v konkrétní oblasti má obvykle hodnoty  $\delta^2\text{H}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  odpovídající váženému průměru srážek (Clark, Fritz 1997). Z toho důvodu je pro lepší interpretaci a korelaci výsledného izotopového složení zkoumaných vod do grafu vynesena rovněž bod VIENNA reprezentující průměrné izotopové složení recentních srážek ve studovaném regionu, konkrétně pro měrnou stanici Vienna (AT) – jedná se o bod sítě IAEA (International Atomic Energy Agency) zapojené do programu GNIP (International Atomic Energy Agency 2021).

### Chemismus a mineralizace vod

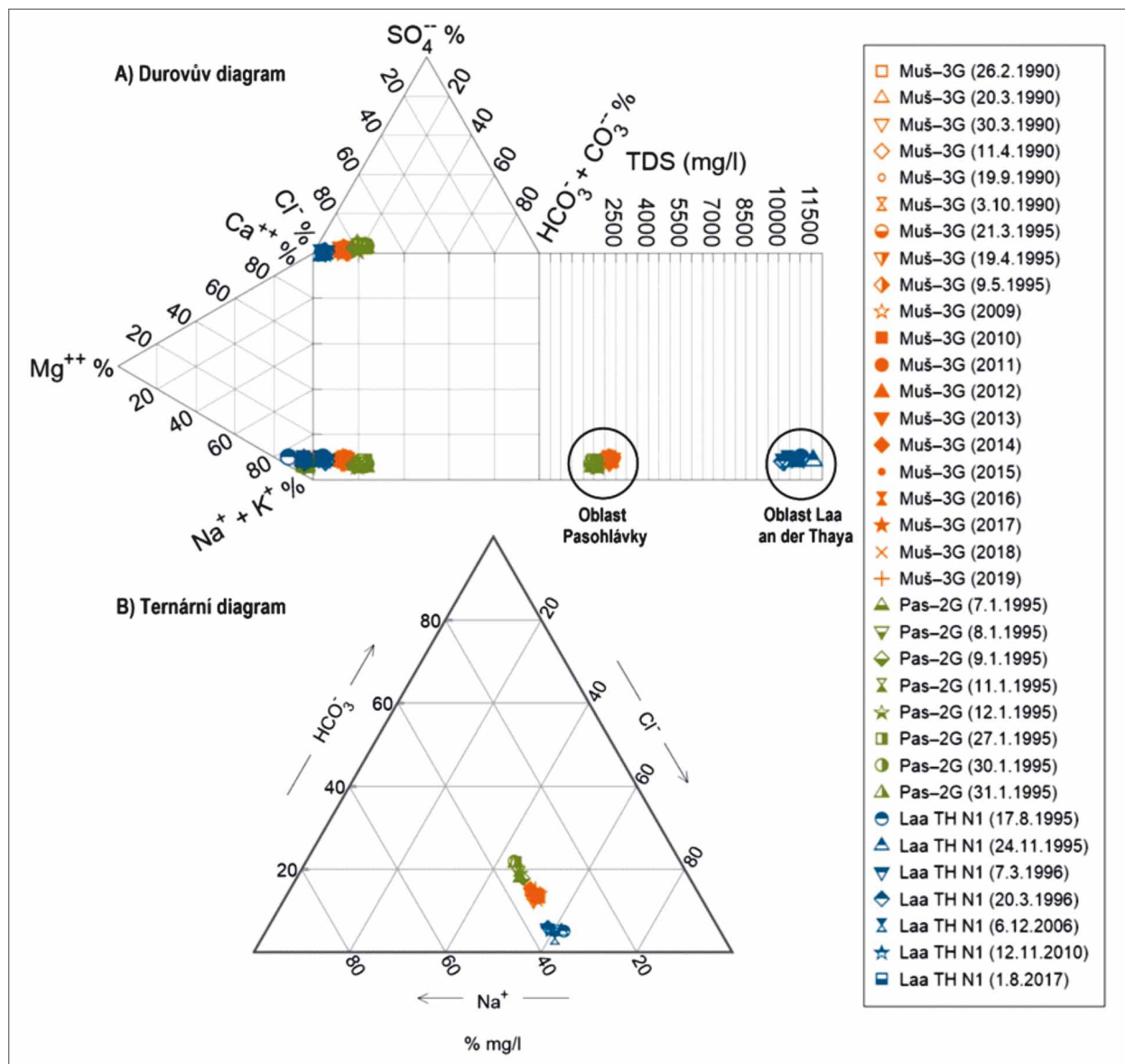
K vyhodnocení chemických analýz termálních minerálních vod z vrtů Muš-3G a Laa Th N1 byl využit tabulkový editor GSS programu Geochemist's Workbench, který umožňuje grafické znázornění chemického složení jednotlivých vzorků vod. Celkově bylo zpracováno 27 chemických analýz, z toho 20 z vrtu Muš-3G a 7 analýz z vrtu Laa Th N1. Pro lepší interpretaci a korelaci vod bylo zpracováno dalších 8 chemických analýz z reinjektážního vrtu Pas-2G. Všechny analýzy vod pocházejí z prostředí jurských sedimentů.

Se záměrem určení hydrochemického typu vod a zobrazení rozdílů v chemickém složení a celkové mineralizaci vod z obou oblastí byl využit Durovův klasifikační diagram (Durov 1948) a ternární diagram. V Durovově diagramu jsou vyneseny relativní koncentrace hlavních kationtů ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ) a aniontů ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ), přičemž je rozšířen o čtverec umožňující interpretování analýz z hlediska celkového množství rozpuštěných látek ve vodě (TDS/celková mineralizace). Dále byl využit ternární diagram s vnesenými relativními koncentracemi iontů  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$  a  $\text{Na}^+$ , které nejlépe charakterizují rozdíly mezi zkoumanými vodami.

V přírodních systémech běžně dochází k mísení vod, které vede ke změně jejich kvalitativních vlastností. Nejčastěji se setkáváme s vodami, které vznikly ze dvou nebo i více typů vod. Aby bylo možné určit množství (objem) původních vod, je třeba znát jejich chemické složení nebo alespoň koncentraci jedné složky. Mísení dvou typů vod je možné popsat směšovací rovnicí (3):

$$C_m V_m = C_1 V_1 + C_2 V_2 \quad (3)$$

kde  $m$ ,  $1$  a  $2$  označují koncentrace ( $C$ ) a objemy ( $V$ ) směsi  $m$  a jednotlivých roztoků  $1$  a  $2$ . Při každé determinaci mísení vod je vhodné udělat alespoň dva výpočty, tj. do rovnice dosadit alespoň dvě nereaktivní složky, např. bromidy ( $\text{Br}^-$ ) a chloridy ( $\text{Cl}^-$ ), a následně porovnat jejich výsledky, které by měly být přibližně stejné (Langmuir 1997). Využití směšovací rovnice v této studii je založeno na předpokladu, že výsledná voda ve vrtech



Obr. 2: Durovův a ternární diagram s vynesnými chemickými analýzami termálních minerálních vod z vrtů Muš-3G, Laa Th N1 a Pas-2G.

Fig. 2: Durov and ternary diagram with plotted chemical analyses of thermal mineral waters from wells Muš-3G, Laa Th N1 and Pas-2G.

je směs primární mořské vody a infiltrované meteorické vody. Pomocí upraveného tvaru směšovací rovnice (3) byl vypočten přibližný obsah primární mořské vody v obou zkoumaných vrtech, a to na základě koncentrací  $\text{Cl}^-$  a  $\text{Br}^-$ , kde:

$C_m$  – průměrná koncentrace  $\text{Cl}^-$  nebo  $\text{Br}^-$  ve vodách z vrtů v mg/L,

$C_1$  – koncentrace  $\text{Cl}^-$  nebo  $\text{Br}^-$  v průměrné povrchové vodě (Livingstone 1963) reprezentující koncentrace pro infiltrovanou meteorickou vodu:

- $\text{Cl}^- = 7,8 \text{ mg/L}$ ,
- $\text{Br}^- = \text{zanedbatelné množství, do výpočtu zadána hodnota } 0,01 \text{ mg/L}$ ,

$C_2$  – koncentrace  $\text{Cl}^-$  nebo  $\text{Br}^-$  v průměrné mořské vodě (Horn 1969) reprezentující koncentrace v primární

mořské vodě, za předpokladu stálého chemického složení mořské vody v průběhu geologických období:

- $\text{Cl}^- = 19\,000 \text{ mg/L}$ ,
- $\text{Br}^- = 65 \text{ mg/L}$ ,

$V_m$  – představuje 1 litr resp. 100 %,

$V_1$  a  $V_2$  – vypočtené obsahy infiltrované meteorické a primární mořské vody v aktuálně čerpaných vodách z vrtů Muš-3G a Laa Th N1.

Na základě vypočtených přibližných obsahů primární mořské vody ( $V_2$ ) a infiltrované meteorické vody ( $V_1$ ) ve vrtech a známého izotopového složení  $\delta^2\text{H}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  jednak vody ve vrtech ( $C_m$ ) a jednak primární mořské vody ( $C_2$ ), protože představuje standard V-SMOW, bylo možné dopočítat přibližné izotopové složení infiltrované meteorické vody ( $C_1$ ) přitékající do prostředí jurských sedimentů v okolí vrtu Muš-3G. Za jednotlivé členy rovnice se zvlášť dosadily hodnoty na výpočet  $\delta^2\text{H}$  a zvlášť

Tab. 2: Průměrné koncentrace hlavních kationtů a aniontů ve vodách z vrtů Laa Th N1, Muš-3G a Pas-2G.

Tab. 2: Mean concentrations of major cations and anions in waters from wells Laa Th N1, Muš-3G and Pas-2G.

Vrt	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]
Laa Th N1	3 564,43	204,19	125,31	6 222,29	5,88	520,7
Muš-3G	721,73	44,07	18,9	1 097,76	25,84	286,58
Pas-2G	501,53	22,59	10,94	653,64	34,24	284,18

Tab. 3: Vstupní údaje pro směšovací rovnici na stanovení přibližného obsahu infiltrované meteorické a primární mořské vody v kolektoru jurských hornin v obou oblastech (V<sub>1</sub> a V<sub>2</sub> – hodnoty vyznačené kurzívou).Tab. 3: Input data for the mixing equation to determine the approximate content of infiltrated meteoric water and primary seawater in the Jurassic aquifer in both areas (V<sub>1</sub> and V<sub>2</sub> – values marked in italics).

Vrt	ion	inf. meteor. voda	mořská voda	voda z vrtu	inf. meteor. voda	mořská voda	voda z vrtu
		C <sub>1</sub> [mg/L]	C <sub>2</sub> [mg/L]	C <sub>m</sub> [mg/L]	V <sub>1</sub> [L]	V <sub>2</sub> [L]	V <sub>m</sub> [L]
Muš-3G	(Cl <sup>-</sup> )	7,8	19 000	1 097,76	<i>0,94</i>	<i>0,06</i>	1
	(Br <sup>-</sup> )	0,01	65	4,63	<i>0,93</i>	<i>0,07</i>	1
Laa Th N1	(Cl <sup>-</sup> )	7,8	19 000	6222,29	<i>0,67</i>	<i>0,33</i>	1
	(Br <sup>-</sup> )	0,01	65	27,6	<i>0,58</i>	<i>0,42</i>	1

na výpočet δ<sup>18</sup>O. Za V<sub>1</sub> a V<sub>2</sub> byly do výpočtu použity hodnoty odvozené z koncentrace chloridů.

## Výsledky a diskuze

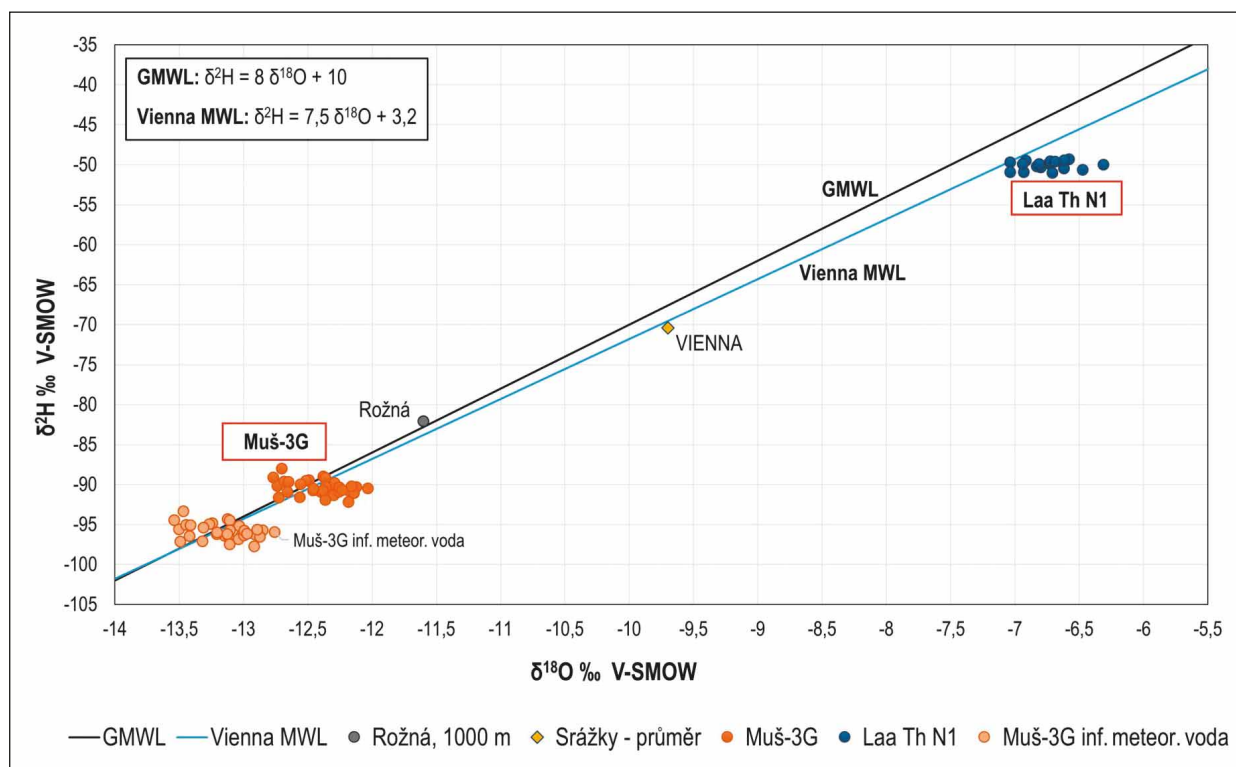
### Chemismus a mineralizace vod

K hydrochemickému zhodnocení termálních minerálních vod byl využit Durovův klasifikační diagram s vyneseními chemickými analýzami vod z vrtů Muš-3G, Laa Th N1 a Pas-2G (obr. 2A). Průměrné koncentrace hlavních kationtů a aniontů ve zkoumaných vodách jsou uvedeny v tabulce 2. Minerální vody v oblasti Pasohlávek (vrt Muš-3G a Pas-2G) jsou chlorido-sodného (Na-Cl) typu s celkovou mineralizací 2,2 g/L u vrtu Muš-3G, respektive 1,6 g/L u vrtu Pas-2G. Z minoritních složek obsahují značné koncentrace bromidů Br<sup>-</sup> (1,9–8,9 mg/L) a jodidů I<sup>-</sup> (0,1–2,3 mg/L), které jsou důležité z hlediska posouzení geneze vod. Z rozpuštěných plynů ve vodě převládá metan CH<sub>4</sub> (63,7–83,6 obj. %), druhou nejvýznamnější složkou je dusík N<sub>2</sub> (15,0–31,5 obj. %). Typická je i přítomnost rozpuštěného sirovodíku H<sub>2</sub>S (4,2–8,9 mg/L), který vodám dodává charakteristický zápach. Minerální vody z oblasti Laa (vrt Laa Th N1) jsou taktéž Na-Cl typu, avšak celková mineralizace dosahuje hodnot 11 g/L. Zvýšené jsou i obsahy bromidů (23,5–31,6 mg/L) a jodidů (8,9–9,5 mg/L). Dominantní složkou rozpuštěných plynů ve vodě je metan CH<sub>4</sub> (88,1–94,4 obj. %), následovaný dusíkem N<sub>2</sub> (2,8–9,5 obj. %), přičemž voda v Laa neobsahuje žádný sirovodík H<sub>2</sub>S. Podle Adámka et al. (1990) pochází metan ve zkoumaných vodách pravděpodobně z hlouběji ponořených částí mezozoika, kde se tvoří jako přirozený produkt procesu degradace organické hmoty. Rovněž předpokládá, že dusík je převážně atmogenního původu, zatímco původ rozpuštěného sirovodíku ve vodách v oblasti Pasohlávek je pravděpodobně spojen s bakteriální redukcí síranů při rozkladu organické hmoty (Adámek et al. 1990).

Z důvodu jednotného hydrochemického typu vod Na-Cl v jurské zvodni obou oblastí je důležitým diferenčním parametrem celková mineralizace vod, která je v Laa přibližně 5× vyšší než v oblasti Pasohlávek (obr. 2A). Pomocí směšovací rovnice byla stanovena přibližná množství infiltrované meteorické a primární mořské vody v kolektoru jurských hornin v obou oblastech. Voda v Laa obsahuje cca 33 až 42 % primární mořské vody, zatímco voda v Pasohlávkách pouze cca 6 až 7 % (tab. 3).

Z hlediska zastoupení hlavních iontů představuje podstatný rozdíl mezi vodami relativní koncentrace hydrogenuhličitanů (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>), jak je zjevné z ternárního diagramu (obr. 2B). Nejvyšší relativní koncentrace HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> mají méně mineralizované vody z vrtu Pas-2G situovaného 2,6 km z. od vrtu Muš-3G, naopak nejnižší relativní koncentrace HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> jsou ve výše mineralizovaných vodách z vrtu Laa Th N1. Z diagramů rovněž vyplývá, že i při dlouhodobém jímání vod z vrtu Muš-3G nedochází k výrazné změně chemismu ani celkové mineralizace vod, jak dokládá poměrně neměnné složení chemických analýz z let 2009–2019 (k intenzivnímu čerpání vod dochází od roku 2013).

Důležitými ukazateli marinogenního původu vod jsou, spolu s výrazným Na-Cl typem vod, i zvýšené obsahy bromidů a jodidů. Naopak přítok meteorických vod z infiltračních oblastí dokládají zvýšené koncentrace HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, přítomnost atmogenního dusíku vázaného na meteorické vody a pokles celkové mineralizace vod. Původně marinogenní vody v jurském kolektoru jsou výrazně ovlivňovány a degradovány meteorickými vodami z infiltračních oblastí. Vody z prostředí jurských sedimentů v oblasti Pasohlávek vykazují výrazně vyšší infiltrační degradaci původních marinogenních vod ve srovnání s vodami z Laa. Vyšší intenzita infiltrační degradace je charakteristická pro okraje hydrogeologických struktur situovaných blíže k infiltračním územím, zatímco směrem k centrálním částem struktur dochází k jejímu snižování. Infiltrační degradace je tak jedním z faktorů dokládajících otevřenost, resp. polootevřenost hydrogeologické struktury (Franko et al. 1975). Rozdíly v chemickém složení a odlišná intenzita mísení vod v obou oblastech mohou být zčásti způsobeny i geologickou stavbou a hlubinnými tektonickými poruchami horninového prostředí.



Obr. 3: Porovnání izotopového složení termálních vod z vrtů Muš-3G a Laa Th N1 s vodami z dolu Rožná z hloubky 1 000 m (Dvořáková et al. 2014). Bod VIENNA reprezentuje průměrné izotopické složení recentních srážek v studovaném regionu.

Fig. 3: Comparison of the isotopic composition of thermal waters from wells Muš-3G and Laa Th N1 with waters from the Rožná mine from a depth of 1 000 m (Dvořáková et al. 2014). The VIENNA point represents the average isotopic composition of recent precipitation in the studied region.

### Izotopy

Výsledné hodnoty izotopů  $\delta^2\text{H}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  jsou vyneseny do grafu se světovou a vídeňskou linií meteorických vod (obr. 3). Izotopové složení vody z vrtu Muš-3G se pohybuje v hodnotách od  $-12,77\text{‰}$  do  $-12,03\text{‰}$  pro  $\delta^{18}\text{O}$  a od  $-92,23\text{‰}$  do  $-88,05\text{‰}$  pro  $\delta^2\text{H}$ , zatímco vody z vrtu Laa Th N1 jsou výrazně izotopicky těžší s hodnotami  $\delta^{18}\text{O}$  pohybujícími se od  $-7,04\text{‰}$  do  $-6,31\text{‰}$  a hodnotami  $\delta^2\text{H}$  od  $-51,04\text{‰}$  do  $-49,33\text{‰}$ . Mírná variabilita v hodnotách  $\delta^{18}\text{O}$ , projevující se odchýlením od GMWL (obr. 3), je způsobena nepřesností laboratorního měření.

Na základě vypočteného přibližného obsahu primární mořské vody v kolektoru jurských hornin v Pasohlávkách (cca 6 %) a známého izotopového složení vod bylo možné, pomocí směšovací rovnice (rovnice 3), stanovit izotopové složení meteorických vod přitékajících do prostředí jury v okolí vrtu Muš-3G (tab. 4, obr. 3).

Rozdíl v obsahu primární mořské vody má velký vliv na výsledné izotopové složení vod v obou regionech. S rostoucím obsahem mořských vod se stávají vody izotopicky těžšími, protože mořská voda je standardem pro izotopy vodíku a kyslíku, a tedy nabývá hodnot 0 ‰. Z hlediska zastoupení stabilních izotopů  $\delta^2\text{H}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  jsou termální minerální vody z jurských sedimentů

v oblasti Laa výrazně izotopicky těžší v porovnání s vodami v oblasti Pasohlávek a zároveň jsou těžší i ve srovnání s průměrným izotopovým složením recentních srážek ve studovaném regionu (bod VIENNA), a to právě z důvodu vyššího obsahu primární mořské vody (cca 38 %). Naopak vody z jurských sedimentů v oblasti Pasohlávek jsou výrazně izotopicky ochuzeny oproti recentním srážkám i vodám z oblasti Laa, což naznačuje přítomnost vyššího podílu meteorické vody infiltrované při nižších průměrných ročních teplotách než v současnosti, která je izotopicky velmi lehká. Výsledky tak naznačují, že vody přitékající do jury v oblasti Pasohlávek infiltrovaly v chladném klimatickém období – glaciálu. Obdobné izotopové složení vykazují podzemní vody odebrané v dole Rožná z hloubky 1 km, jejichž věk byl určen datování radiouhlíkovou metodou ( $^{14}\text{C}$ ) na 17 až 22 tisíc let – do období posledního glaciálu (Dvořáková et al. 2014). Infiltrovaná voda v juře v okolí Pasohlávek tak může být

Tab. 4: Vstupní údaje pro směšovací rovnici na výpočet přibližného izotopového složení infiltrované meteorické vody ve vrtu Muš-3G ( $C_1$  – hodnoty vyznačené kurzívou).

Tab. 4: Input data of the mixing equation for calculation of the approximate isotope composition of infiltrated meteoric water in the Muš-3G well ( $C_1$  – values marked in italics).

Stabilní izotop	inf. meteor. voda	mořská voda	voda z Muš-3G	inf. meteor. voda	mořská voda	voda z Muš-3G
	$C_1$ [‰]	$C_2$ [‰]	$C_m$ [‰]	$V_1$ [L]	$V_2$ [L]	$V_m$ [L]
$\delta^2\text{H}$	<i>-95,88</i>	0	-90,44	0,94	0,06	1
$\delta^{18}\text{O}$	<i>-13,15</i>	0	-12,41	0,94	0,06	1

přibližně stejně stará nebo i starší, protože je izotopicky více ochuzena.

### Závěr

Předložená studie se zabývá hydrochemickým zhodnocením zdrojů termálních minerálních vod v oblasti Pasohlávky a Laa. Termální minerální vody jsou vázány na hluboko položené těleso jurských sedimentů, přičemž jsou jímány prostřednictvím vrtů Muš-3G a Laa Th N1. Chemickými analýzami byl identifikován dominantní typ vod Na-Cl v prostoru obou hodnocených vrtů. Vody v okolí vrtu Muš-3G se, ve srovnání s vodami na rakouské straně, vyznačují nižší mineralizací, která je spojena s vyššími koncentracemi  $\text{HCO}_3^-$  a atmosférického dusíku, typicky vázaného na infiltrované meteorické vody. Dle výsledků nejnovějších analýz stabilních izotopů vodíku a kyslíku, realizovaných v letech 2018–2020, odpovídá nižší celková mineralizace izotopicky lehčím vodám infiltrovaným pravděpodobně v chladném klimatickém období (glaciálu). Termální vody v Pasohlávkách jsou tak v současnosti z velké části tvořeny infiltrovanými meteorickými vodami smíšenými s primární vodou marinogenní. Naopak vyšší podíl primární mořské

vody v Laa dokládá vyšší celková mineralizace, zvýšené koncentrace bromidů a jodidů a nižší koncentrace  $\text{HCO}_3^-$ . Na celkovém chemickém složení zkoumaných vod se významně podílí proces mísení primárních mořských vod s infiltrovanými meteorickými vodami, přičemž původní marinogenní typ vod Na-Cl zůstává zachován. Rozdíly v chemickém složení a odlišná intenzita mísení vod v obou oblastech jsou, mimo jiné, způsobeny také geologickou stavbou a hlubinnými tektonickými poruchami horninového prostředí.

Tato studie se opírá, vychází a navazuje na poznatky z archivních dokumentací a závěrečných prací a zároveň doplňuje nová zjištění o zdrojích termálních minerálních vod Muš-3G v Pasohlávkách a Laa Th N1 v Laa an der Thaya.

### Poděkování

Tato studie vznikla v rámci přeshraničního projektu *Intereg HTPO (Hydrotermální potenciál oblasti, ATCZ167)*. Poděkování patří editorovi a recenzentům za cenné komentáře a podnětné připomínky, které vedly ke zkvalitnění příspěvku.

### Literatura

- Adámek, J. (1974). Hluboký strukturní průzkum oblasti Mušov, etapa II. – MND. Hodonín.
- Adámek, J. (1986). Geologické poznatky o stavbě mezozoika v úseku jih jihovýchodních svahů Českého masivu. – *Zemní plyn a nafta*, 31, 4, 453–484.
- Adámek, J. (2005). The Jurassic floor of the Bohemian Massif in Moravia – geology and paleogeography. – *Bulletin of Geosciences*, 80, 4, 291–305. Pilsen.
- Adámek, J., Balun, P., Dostálék, J., Guryča, I., Jandová, B., Karbanová, E., Michalíček, M., Němcová, A., Řehánek, J. (1990). Vyhledávací průzkum zdroje vody Mušov 3-G – Závěrečná zpráva o geotermálním vrtu MUŠOV – 3 (G). – *Moravské naftové doly*, s.p. odbor průzkumné geologie. Hodonín.
- Adámek, J., Guryča, I., Řehánek, J., Holinka, K., Kotásek, V., Husák, P., Karbanová, E. (1995). Závěrečná geologická zpráva o reinjektážním vrtu Pasohlávky-2G. – *Moravské naftové doly*, a.s. odbor průzkumné geologie. Hodonín.
- Clark, I., Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. – CRC Press/Taylor & Francis Group. Boca Raton.
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. – *Science*, 133, 1702–1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Durov, S. A. (1948). Natural Waters and Graphic Representation of Their Composition. – *Doklady Akademie Nauk SSSR*, 59, 87–90.
- Dvořáková, M., Vencel, M., Kříž, P. (2014). Budování podzemního výzkumného pracoviště Bukov. – *Tunel*, 23, 2, 18–22.
- Eliáš, M. (1974). Mikrofaciální výzkum karbonátů naftonaděžných oblastí na příkladě autochtonní jury jihovýchodních svahů českého masivu. – *Zemní plyn a nafta*, 19, 3, 359–374.
- Franko, O., Gazda, S., Michalíček, M. (1975). Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. – *Geologický ústav Dionýza Štúra*. Bratislava.
- Geyh M. (2000). Groundwater. Saturated and unsaturated zone. – In: Mook, W.G. (ed.): *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications*. Technical document in hydrology, n.39, vol. IV, 196 p. UNESCO, Paris.
- Hager, B., Foelsche, U. (2015). Stable isotope composition of precipitation in Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 108, 2, 2–13. Vienna. <https://doi.org/10.17738/ajes.2015.0012>
- Horn, R. A. (1969). *Marine Chemistry*. – Wiley. New York.
- International Atomic Energy Agency (2021). *Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP)*. – Dostupné na: [http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS\\_resources\\_gnip.html](http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html), 05.10.2021
- Kocman, T. (2020). Expertní vyhodnocení režimních měření na vrtu MU3G. – *KOCMAN envimonitoring*. Brno.
- Langmuir, D. (1997). *Aqueous environmental geochemistry*. – Upper Saddle River, N.J. Prentice Hall.
- Livingstone, D. A. (1963). *Chemical composition of rivers and lakes*, 6th edition. – U.S. Geological Survey Professional Paper 440-G, 64 s.
- Michalíček, M., Petrová, V., Repková, H. (2005). Studie termální a minerální vody jižní a střední Moravy. – *Česká geologická služba*. Brno.
- Neudert, O. (1995). Dílčí závěrečná zpráva o reinjektážním vrtu Pasohlávky-2G – Soubor výsledků analýz vod a plynů. – *GIAS, Geologické inženýrství a.s.* Brno.

# Doklady redepozice křídových sedimentů do uloženin spodního miocénu mezi Černou Horou a Závistí

Evidence of reworked Cretaceous sediments in the lower Miocene deposits between Černá Hora town and Závist village

Jiří Otava , Miroslav Bubík, Pavla Tomanová Petrová, Oldřich Krejčí, Vladimíra Krejčí, Libor Potůček, Irena Sedláčková

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno, Česká republika

<sup>2</sup> SAFETY PRO s.r.o., Veveří 2581/102, 616 00 Brno, Česká republika

## Key words:

Bohemian Massif, Oligocene, Cretaceous, boreholes, translucent heavy mineral assemblages, Foraminifera, redepositions, landslides

 jiri.otava@geology.cz

## Editor:

Martin Ivanov

## Abstract

Many boreholes have been drilled between Černá Hora town and Závist village to evaluate geohazards that may affect the construction of a new road. The core material from boreholes was studied for translucent heavy minerals and microfossil content. Translucent heavy mineral assemblages from sands are often dominated by the staurolite. Cyanite, tourmaline, rutile and andalusite, typical for Cenomanian sediments of Moravia are common. Relatively important share of garnet (20–30 %) in two samples reflects most probably the source in Turonian sediments. Those heavy minerals typical for granitoids of the Brno Massif, surrounding and underlying the sediments, are very rare. Agglutinated foraminifera reworked from Turonian or younger Cretaceous sediments, represent the most frequent microfossils. Single find of *Pleurostomella* gr. *alternans* may be the only autochthonous element indicating the Miocene age. Both microfossils and translucent heavy mineral assemblages correspond with those from previously studied sites of broader area including Brno surroundings. Sediments are characterised by a high susceptibility to sliding, which was particularly evident during the high rainfall totals in spring 2006.

## Úvod, historie výzkumů, geologie širšího okolí

V zájmové oblasti se nacházejí pouze kvartérní a miocenní sedimenty uložené na magmatitech brněnského masivu, technické práce související s výše uvedenou stavbou upřesnily její geologické znalosti.

Během technických průzkumných prací pro stavby „I/43 Lom Černá Hora“ a „I/43 Závist, stoupací pruh“, které jsou součástí souboru stavebních úprav silnice I/43 v úseku Milonice – Černá Hora (Bulgurovská – Potůček 2020), bylo odvrtno mnoho vrtů do hloubky 20 m, jejichž primárním účelem bylo mimo jiné vyhodnotit stav sesuvných území v trase silnice a jejím ochranném padesátimetrovém pásmu (obr. 1). Inženýrskogeologický průzkum zajišťovala společnost SAFETY PRO s.r.o., Brno.

O sedimentech mezi Černou Horou a Závistí se stručně zmiňuje Říkovský (1929). Ve své práci cituje mapu a vysvětlivky (Tausch 1898) a v podstatě správně dedukuje, že šterky a písky této oblasti přinesl paleotok, který ve spodním miocénu přitékal ze S od Boskovické brázdy.

Popisovaná oblast byla v 70. letech 20. století předmětem výzkumu v rámci tzv. „Státního výzkumného úkolu Katedry geologie a palontologie týkajícího se karpatské předhlubně a výběžků a ostrůvků miocénu na Českém masivu“. Výsledky tehdy zpracovaných tří diplomových prací (Procházka 1973; Zachová 1973; Otava 1973) lze stručně shrnout poznámkou, že veškeré miocenní sedimenty

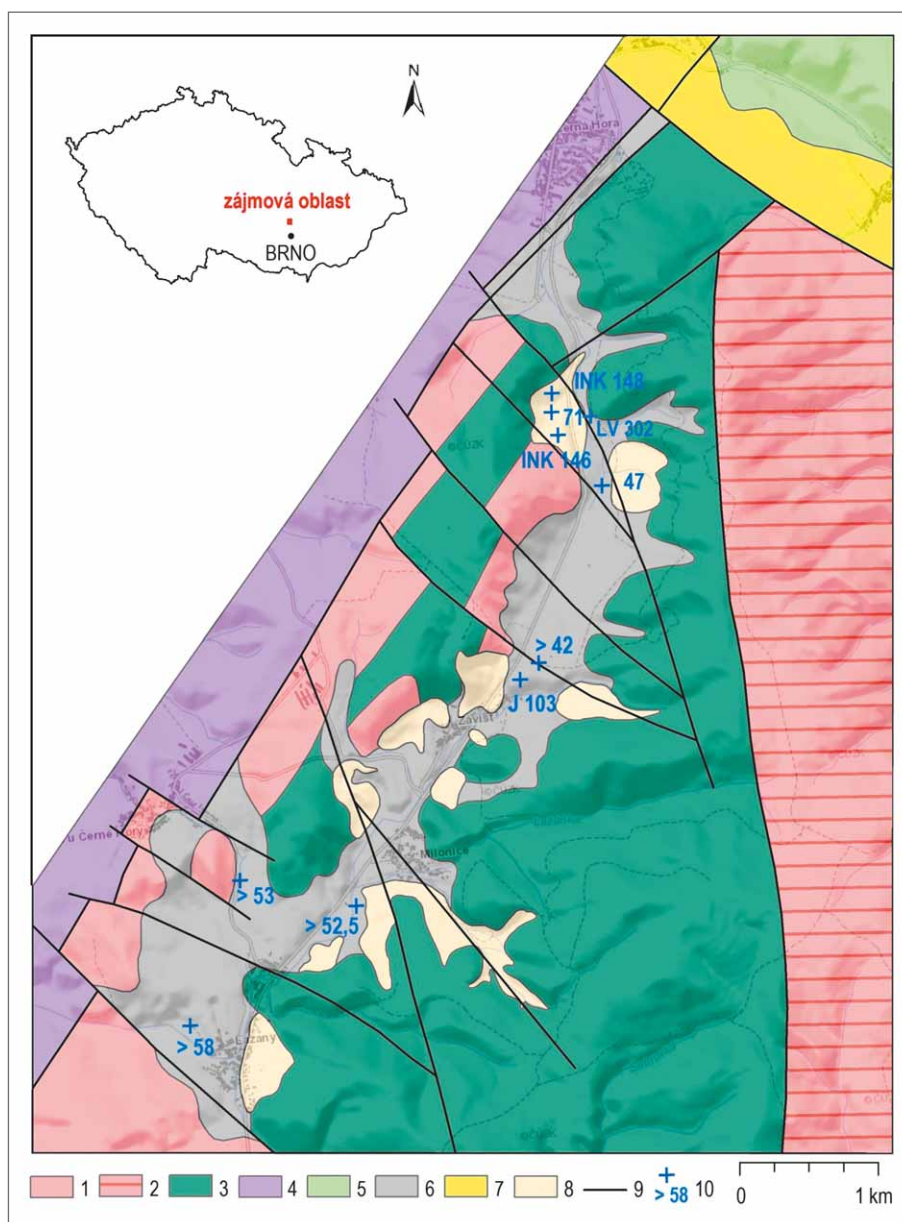
## Doporučená citace článku:

Otava, J., Bubík, M., Tomanová Petrová, P., Krejčí, O., Krejčí, V., Potůček, L., Sedláčková, I. (2021). Doklady redepozice křídových sedimentů do uloženin spodního miocénu mezi Černou Horou a Závistí. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 28, 1–2, 112–118.

<https://doi.org/10.5817/GVMS2021-15671>

mapované v rámci polygonu Tišnov – Lomnice – Černá Hora – Lipůvka – Tišnov byly tehdy řazeny ke spodnímu badenu lanzendorfské série. Tyto závěry pak byly potvrzeny v geologické mapě Krystka (1973) – (mapován byl pouze terciérní pokryv). Procházka (1973) však v závěrech práce nevyločil, že se může jednat o sedimenty spodního miocénu, chyběly však pro to důkazy. Další výzkumy postupně ukazovaly, že sedimentaci mořského badenu na mnoha místech předcházela sedimentace brakického a sladkovodního ottnangu. Pro zájmovou oblast je tento problém podrobněji rozveden v práci Petrové et al. (2001) a pro bezprostřední okolí u Svinošic a Šebrova (Vít 1998). V geologické mapě v měřítku 1 : 25 000, na listu 24-322 Blansko, Hanžl et al. (2007) již správně zařadili izolované výskyty těchto sedimentů k ottnangu. Většina zájmového území však byla zmapována pouze přehledně do měřítko 1 : 50 000 (Nekovařík et al. 1991; Hanžl et al. 1999). Hanžl et al. (2019) publikovali schematickou mapu oblasti brněnského masivu mezi Brnem a Černou Horou. V rámci prací vyhledávacího průzkumu na molybdenit (Almassy et al. 1985) byla plošně zmapována a vrtně ověřena s. část zájmového území z hlediska výskytu terciérního a kvartérního pokryvu (obr. 1).

Sedimenty miocénu širšího okolí Brna vystupují v podobě výplní starých údolí a rovněž jako denudační reliktů diskordantně překrývající horniny brněnského masivu, paleozoika či mezozoika. Místy se jedná o tektonicky zaklesnuté zbytky menších sedimentačních prostorů (Krejčí et al. 2021). V rámci facií ottnangu jsou na Brněnsku známy šedé až zelenavé, místy vápnité i nevápnité jíly, písky a petromiktní štěrky, jílovitopísčité štěrky s polohami



Obr. 1: Geologická mapa zkoumaného území bez kvartérních sedimentů se sesuvy. Předterciérní podklad upraven podle Geologické mapy 1 : 50 000 (Nekovařík et al. 1991). Legenda: Brněnský masiv: 1 – západní granodioritová zóna včetně paleozoického pokryvu; 2 – východní granodioritová zóna; 3 – dioritová a metabazitová zóna. Platformní pokryv: 4 – sedimenty permokarbonu boskovické brázdy; 5 – sedimenty české křídové pánve; 6 – sedimenty ottnangu; 7 – sedimenty badenu; 8 – sesuvy; 9 – zlomy; 10 – vrty se zastiženou mocností sedimentů ottnangu. Vrty z roku 2021 s odebranými vzorky J103, INK 146 a INK 148.

Fig. 1: Geological map of the studied area without Quaternary sediments with landslides. Pre-tertiary basement modified according to the Geological Map 1 : 50 000 (Nekovařík et al. 1991). Legend: Brno Massif: 1 – Western Granodiorite Complex; 2 – Eastern Granodiorite Complex; 3 – Diorite and Metabasite Zones. Platform cover: 4 – Permian and Carboniferous sediments of the Boskovicice furrow; 5 – Bohemian Cretaceous Basin sediments; 6 – Ottnangian sediments; 7 – Badenian sediments; 8 – landslides; 9 – faults; 10 – boreholes; Ottnangian sediments thickness. Boreholes from 2021 with rock samples J103, INK 146 and INK 148.

jíly a jemnozrnné písky s klasty granodioritů. Průsvitná těžká frakce těchto sedimentů se pravidelně vyznačuje značným zastoupením staurolitů (Nehyba et al. 2007; Hanžl et al. 2020; Buriánek et al. 2012). Jíly často obsahují pseudoasociace mikrofosilií tvořené redeponovanými foraminiferami a úlomky jehlic hub. Foraminifery jsou

redeponované z pelitických sedimentů turonu–coniaku nejasné provenience (Nehyba et al. 2007).

### Metodika, vzorkování

#### Mapování, posouzení sesuvů

Po sestavení geologické mapy 1 : 25 000 (Hanžl et al. 2007) v j. části zájmového území bylo podrobné mapování v této oblasti ukončeno. Vlivem vysokých úhrnů dešťových srážek v roce 2006 došlo na sedimentech spodního miocénu podél silnice I/43 ke vzniku několika sesuvů (sesuvy 24-14-24/1a, 4a, 6; 24-32-04/4a – obr. 2A). Postupně během jejich terénní revize byly na těchto sedimentech zjištěny další sesuvy v okolí (24-14-24/1, 2, 3, 4, 5, 6 – obr. 2B, 7, 10, 11; 24-32-04/3, 4, 5). Sesuvy jsou evidovány a popsány v Registru svahových nestabilit ([https://mapy.geology.cz/svahove\\_nestability/](https://mapy.geology.cz/svahove_nestability/)).

Na sesuvech je zajímavé to, že nevznikly na svahových sedimentech, ale přímo na podkladu spodnomiocenních sedimentů (obr. 2C, 2D). Spodnomiocenní sedimenty se vyznačují vysokou náchylností k sesouvání a to i na svazích s relativně nízkým sklonem (5 až 10°). Sesuvy byly proto zahrnuty do mapy zkoumané oblasti bez kvartérního pokryvu (obr. 1).

Na sesuvu 24-14-24/5 byly v roce 2021 odvrtny inklinometricky vstrojené vrty INK 146 a INK 148 hluboké 20 m. Během těchto terénních prací bylo postupně vymezeno celé území výskytu spodnomiocenních sedimentů (obr. 1), které jsou j. od Lažan omezeny bezejmenným zlomem a na S jsou omezeny okrajovým zlomem blanského prolomu (Zvejška 1944). Pro detailní vymezení těchto sedimentů byl využit digitální model reliéfu 5G pro ČGS smluvně zajištěný z ČÚZK, archivní podklady z ČGS (ASGI) včetně databáze vrtné prozkoumanosti ([https://mapy.geology.cz/vrtna\\_prozkoumanost/](https://mapy.geology.cz/vrtna_prozkoumanost/)). Výskyt spodnomiocenních sedimentů na brněnském masivu je vázán na zlomově omezenou oblast. Svědčí o tom relativně vysoké mocnosti sedimentů v blízkosti okrajů jejich výskytu, například 71,5 m ve vrtu LV 302 (obr. 3) na sesuvu 24-14-24/5 (Almassy et al. 1985). Pouze v nejsevernější části leží v jejich podloží sedimenty permokarbonu boskovické brázdy. V severním, západním a jižním okolí námi studovaného výskytu sedimentů spodního miocénu jsou známy na povrchu pouze uloženiny badenu, na V se nachází elevační oblast brněnského masivu.



Obr. 2: A – Celkový pohled na sesuv č. 24-32-04/4a po jeho vzniku v roce 2006 v Milonicích u Lipůvky, délka sesuvu 120 m, šířka 75 m; B – Pohled na odkryté čelo sesuvu č. 24-14-24/6 po jeho vzniku v roce 2006 v Závisti, šířka odkrytého zářezu je 50 m; C – Litologický profil sedimenty otttangianu v čele sesuvu č. 24-14-24/6 v Závisti; D – Ostrohranné hrubě klastické sedimenty otttangianu v čele sesuvu č. 24-34-04/2 v Lažanech, šířka snímku je asi 3,5 m.

Fig. 2: A – General view of the slide No. 24-32-04/4a after its formation in 2006 in Milonice nearby Lipůvka village, landslide length 120 m, width 75 m; B – A view of the exposed toe of the landslide 24-14-24/6 after its formation in 2006 in Závist village, the width of the exposed wall is 50 m; C – Lithological profile of Otttangian sediments in the toe of the landslide No. 24-14-24/6 in Závist village; D – Sharply angular coarse grained sediments of the Otttangian age in the toe of the landslide No. 24-32-04/2 in Lažany village, the width of the image is about 3.5 m.



**Mikropaleontologie, analýzy průsvitných těžkých minerálů, odběry vzorků**

Zpracována byla jádra tří vrtů (tab. 1) a to dvou inklinometrických vrtů odvrtných pro sledování sesuvu (INK 146 a INK 148) a jednoho průzkumného (J 103). Z vrtných jader byly odebrány dva vzorky, které byly určeny k paleontologickému studiu a tři vzorky ke studiu průsvitných těžkých minerálů.

Pro paleontologická studia byly vzorky namočený do roztoku jedlé sody a vyplaveny standardními metodami na sítěch o velikosti 2 mm, 0,9 a 0,063 mm. Fauna z výplavů byla zkoumána a identifikována pod optickým mikroskopem NIKON SMZ 745T.

Pro studium průsvitné těžké frakce byly separovány po odplavení jílovité frakce vzorky písku síťované na interval 0,06–0,25 mm. Z nich vznikla v laboratořích ČGS Brno těžká frakce separovaná v LST (heteropolywolframian lithný), měrná hmotnost 2,96 g.cm<sup>-3</sup>. Průsvitná těžká frakce byla určována a vyhodnocována v mineralogickém mikroskopu Amplival. Procentuální zhodnocení se týká počtu zrn bez ohledu na hmotnost či velikost zrn.

**Výsledky****Paleontologie**

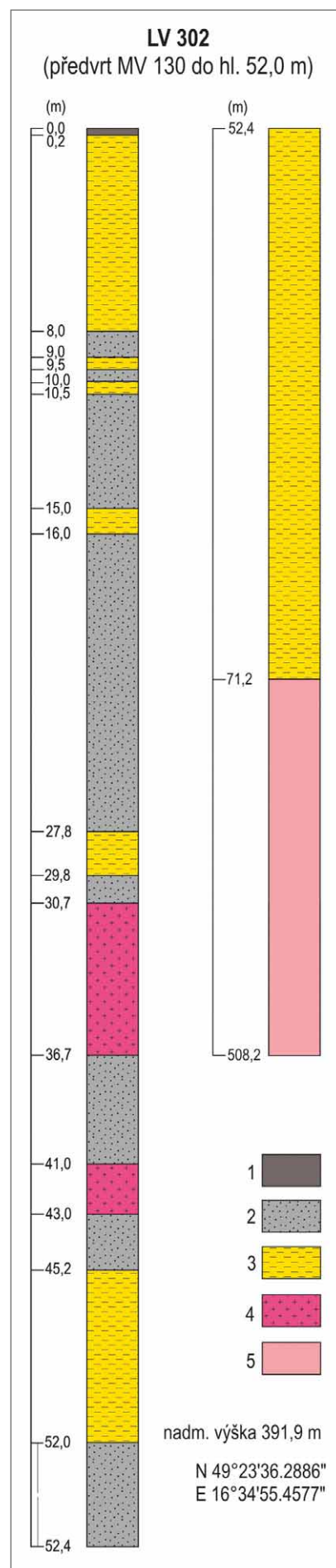
Vzorky z vrtů INK 146 a INK 148 obsahovaly relativně četnou mikrofaunu s obdobným složením. Zcela převažují aglutinované foraminifery a četné jsou úlomky jehlic hub. Trubicovité aglutinované foraminifery jsou fragmentární a dají se s určitými pochybnostmi přiřadit k rodům *Rhizammina*, *Saccorhiza* a *Hyperammina*, i když diagnostické znaky chybí. Nehojně jsou zastoupeny astrorhizidi *Psammosphaera* sp. a ammodiscidi *Glomospira irregularis* (Grz.) a *Glomospira* sp. Hojně jsou různí lituolidi: *Ammobaculites tyrelli* N., *A. cf. obscurus* L., *Haplophragmoides decussatus* K., *H. porrectus* M., *Recurvoides retroseptus* (Grz.), *Plectorecurvoides parvus* K., *Ammosphaeroidina* sp. Další komponentou foraminiferové fauny jsou *Spiroplectammina navarroana* (C.), *Karrerulina conversa* (Grz.), *K. stanislavi* N., *K. horrida* (M.), *Trochammina* sp. a nehojně verneulinidi *Arenobulimina orca* V., *A. cf. brevicona* (P.) a *Pernerina depressa* (P.). Vyloužená minerální jádra jednotlivých subsférických komůrek ukazují pravděpodobně na původní přítomnost planktonických foraminifer. Ve vzorku z vrtu INK 148 se vyskytl zcela ojedinělý exemplář značně poškozeného zástupce rodu *Pleurostomella* z okruhu *Pleurostomella alternans* S. Tento exemplář má dobře zachovanou stěnu schránky nepostizenou diagenézou a je velmi pravděpodobně mladšího stáří, nežli výše vyjmenované fosilie (miocén?).

**Asociace průsvitných těžkých minerálů**

Zjištěnou asociaci průsvitných těžkých minerálů (obr. 4) lze označit v případě vrtu INK 146, hloubka 16,5 m jako zirkon-rutil-kyanit-turmalín-staurolitovou, přičemž dominující staurolit tvoří téměř 2/3 asociace. Akcesoricky je zastoupen sillimanit, granát, andalusit, apatit, monazit, aliterit, sagenit, amfibol, chromspinel. Index zralosti asociace (součet obsahů ultrastabilních minerálů zirkonu, turmalínu a rutilu) ZTR je u tohoto vzorku 22,8. Poněkud jiné složení mají dva vzorky z vrtů INK 148 a J 103. U nich je hlavním rozdílem vyšší (20–30%) zastoupení granátů. Index zralosti ZTR u těchto vzorků je výrazně nižší, ultrastabilní minerály (zirkon, turmalín a rutil) byly evidentně nahrazeny právě granátem, jak je zřejmé z tabulky 1 a obrázku 4. Navzdory této odlišnosti v kvantitativním složení asociací není mezi vzorky téměř žádný rozdíl ve spektru zastoupených minerálů.

Obr. 3: Profil vrtem LV 302 a předvrtem MV 130. Legenda: 1 – kvartérní hlíny; 2 – šedé jílovité písky; 3 – jíly, místy písčité; 4 – granity brněnského masivu; 5 – nerozlišené horniny brněnského masivu.

Fig. 3: Profile of the borehole LV 302 and advance borehole MV 130. Legend: 1 – Quarternary soils; 2 – gray clay sands; 3 – clays, sometimes sandy; 4 – granites of the Brno Massif; 5 – undifferentiated rocks of the Brno Massif.



Tab. 1: Složení průsvitné těžké frakce písků z vrtů.

Tab. 1: Composition of translucent heavy mineral assemblages from boreholes.

VRT	INK 146	INK 148	J 103
souřadnice	N 49°23'34.7901" E 16°34'58.2962"	N 49°23'42.5645" E 16°34'54.0221"	N 49°22'41.4521" E 16°34'36.6990"
hloubka (m)	16,50	17,80	5,60
granát	1,40	30,20	20,30
zirkon idi.	2,90	0,20	0,30
zirkon oval.	4,80	0,20	0,50
apatit	0,70	0,20	0,30
rutil	7,90	1,00	1,30
turmalín	7,20	4,00	1,60
epidot	0,00	0,00	2,30
staurolit	63,50	55,30	67,50
amfibol	0,30	0,50	0,00
kyanit	7,70	3,70	2,10
alterit	0,50	0,00	0,00
andalusit	0,50	3,00	1,80
chromspinel	0,30	0,20	0,00
sagenit	0,50	0,20	0,30
monazit	0,50	0,00	0,30
ostatní	1,30	1,30	1,40

**Interpretace, diskuze a závěr**

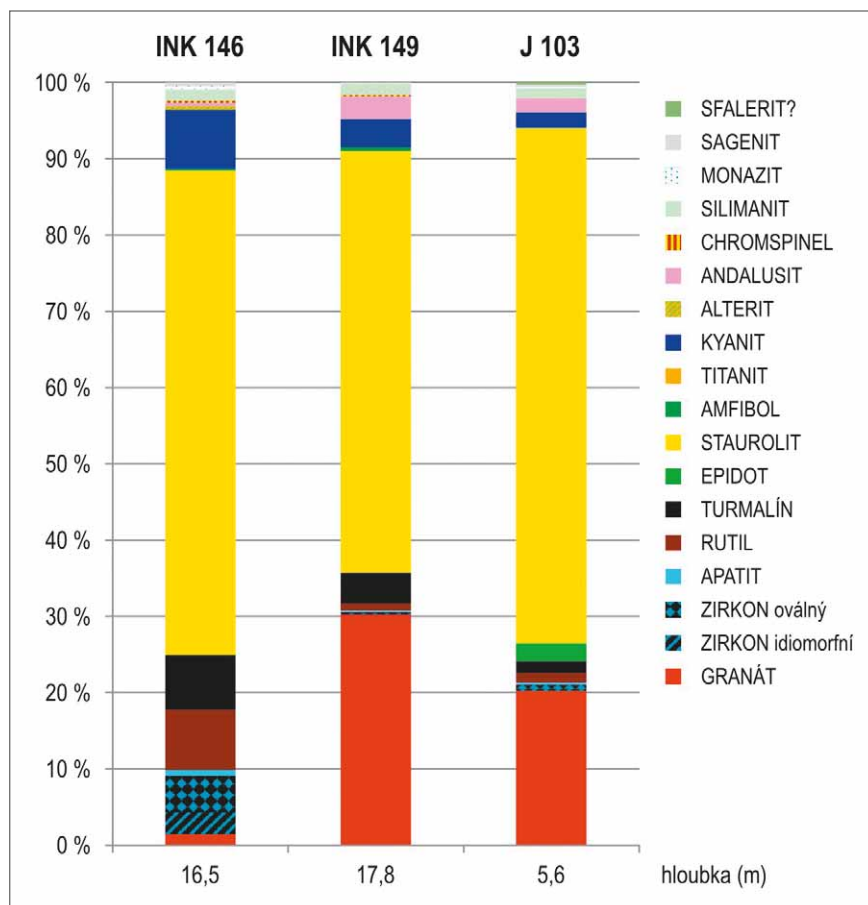
V oblasti mezi Černou Horou a Závistí, 20 km s. od Brna, byly z vrtů nově popsány pestré sedimenty miocénu. Z hlediska zrnitosti jsou sedimenty klasifikovány jako jílovitý prach, středně až hrubě zrnité písky, valounové písky a štěrky, vesměs velmi špatně vytrříděné.

Sedimenty se vyznačují vysokou náchylností ke vzniku sesuvů, což se projevilo především během vysokých úhrnů srážek na jaře 2006.

Absence autochtonní fauny a výskyt redeponovaných křídových aglutinovaných druhů spolu s úlomky jehlic hub indikují ottnangské stáří sedimentů. Podobné pseudoasociace jsou pro sedimenty ottnangu na Brněnsku typické (Nehyba et al. 2007). Druhy aglutinovaných foraminifer *Plectorecurvoides parvus* K., *Spiroplectamina navarroana* (C.), *Karrerulina conversa* (Grz.), *K. stanislavi* N., *K. horrida* (M.), *Pernerina depressa* (P.) dovolují stratigrafické zařazení zdrojových sedimentů v rámci intervalu turon–santon. V každém případě jsou všechny redeponované. Z provenienčního hlediska lze mezi aglutinovanými foraminiferami najít druhy známé z turonu až eocénu karpatského flyše a nezaznamenané v sedimentech české křídové pánve: *Haplophragmoides decussatus* K., *H. porrectus* M., *Recurvoides retroseptus* (Grz.), *Plectorecurvoides parvus* K., *Spiroplectamina navarroana* (C.). Jsou ale rovněž přítomny druhy běžné

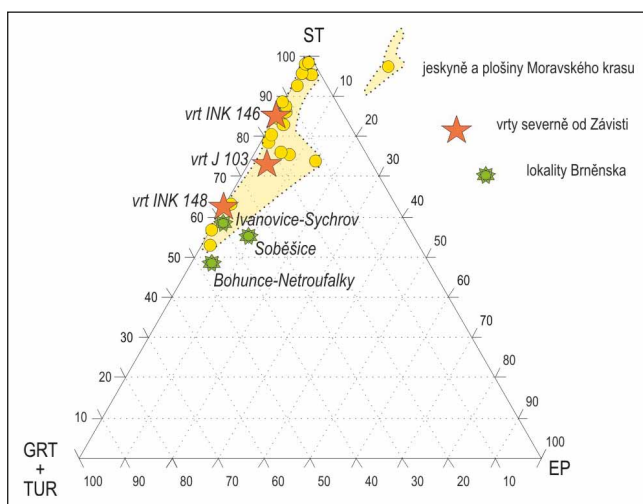
v cenomanu až coniacu české křídové pánve a jen omezeně rozšířené v karpatském flyši: *Arenobulimina* spp., *Pernerina depressa* (P.). Znalost rozšíření aglutinovaných foraminifer zejména v „české křídě“ je dosud natolik nedostatečná, že na jednoznačné provenienční závěry je zatím brzo. V každém případě byly podobné redeponované křídové fauny zaznamenány v píscích z Lomnice u Tišnova a Bělče a z brakických až lakustrinních litofacií ottnangu v Brně a okolí (např. Bubík 1993, 1997; Nehyba et al. 2006; Krejčí et al. 2021). Za jediný autochtonní prvek je možné považovat ojedinelý exemplář *Pleurostomella* gr. *alternans* S. z vrtu INK 148, který ukazuje na miocénní stáří sedimentů.

V průsvitné těžké frakci dominuje staurolit, následován u části vzorků minerály skupiny granátů. Dále je zastoupen zirkon, rutil, kyanit, turmalín, sillimanit, andalusit a v akcesorickém množství též minerály skupiny amfibolů, epidotů, monazit, chromspinel, apatit. Takovéto asociace jsou z širšího okolí



Obr. 4 : Srovnání asociací průsvitných těžkých minerálů (%) písků ze studovaných vrtů lokality Závist (k. ú. Černá Hora).

Fig. 4: Comparison of translucent heavy mineral assemblages (%) in sands of studied boreholes, Závist site (c. t. Černá Hora).



Obr. 5: Srovnání asociací průsvitných těžkých minerálů v pískách studovaných vrtů s asociacemi v ottnangu Moravského krasu a Brněnska.

Fig. 5: Comparison of translucent heavy mineral assemblages of sands from studied boreholes with associations in Ottnangian of the Moravian Karst and Brno Region. Yellow – caves and plains of the Moravian Karst; red stars – boreholes N from Závist Village; green – sites of the Brno Region.

studované lokality známy již dlouhou dobu (Procházka 1973; Petrová et al. 2001; Nehyba et al. 2007; Otava 2010). Vyjmenované minerály pocházejí nejpravděpodobněji především z křídových sedimentů blízkého okolí a to jak ze sedimentů cenomanu, tak i z usazenin turonu (viz zastoupení granátů, tab. 1), event. coniaků. Z toho plyne, že zdroj detritického materiálu byl stejný nebo velmi podobný. Hlavním rozdílem

je vyšší (20–30%) zastoupení granátů. Index zralosti ZTR, tedy procentuální zastoupení utraustabilních minerálů zirkonu, turmalínu a rutilu, je u těchto vzorků výrazně nižší (viz tab. 1). Ultrastabilní minerály (zirkon, turmalín a rutil) byly evidentně nahrazeny právě granátem. Navzdory této odlišnosti v kvantitativním složení asociací není mezi vzorky téměř žádný kvalitativní rozdíl. Kvantitativní rozdíly lze přičíst různému stupni mechanického a chemického vytržení sedimentu, což odráží i obecně popisovanou špatnou vytrženost usazenin. Určitým překvapením je zcela nepatrné zastoupení typomorfních minerálů (amfibol, epidot, titanit) granitoidů brněnského masivu, který tvoří podloží a bezprostřední okolí analyzovaných sedimentů. Srovnáme-li asociace studovaných písků z vrtů s. od Závisti s Moravským krasem (Otava 2017) a Brněnskem (Hanžl ed. 2020; Nehyba et al. 2007), lze pozorovat téměř dokonalou podobu především s písků plošin a výše položených jeskyní Moravského krasu (obr. 5).

#### Poděkování

Předložená práce vznikla za finanční podpory interního projektu České geologické služby číslo 321070 (Registr svahových nestabilit), který je součástí DKRVO/ČGS (2018–2022), oblast výzkumu 5: Výzkum geologických rizik. Dík patří rovněž společnosti SAFETY PRO s.r.o., za umožnění odebrání a zpracování vzorků z vrtů a v neposlední řadě handling editorovi. Jsme zavázáni oběma recenzentům Janu Vítovi a Slavomíru Nehybovi za zkvalitnění příspěvku a pečlivé korektury.

**Literatura**

- Almassy, J., Chochořlíková, J., Cimbálník, V., Červenka, J., Drábek, M., Kolčava, D., Kolek, P., Kraus, L., Slavík, D., Staňková, J., Šponar, J., Štancl, R., Trnka, M., Vašinová, J., Životský, J. (1985). Závěrečná zpráva Černá Hora – Mo rudy. Surovina: Mo rudy. Etapa: vyhledávací průzkum. – ČGS Praha. 93 str. P033363.
- Bubík, M. (1993). Nové výsledky mikropaleontologického studia miocénu v Brně-Lišni. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 15–16.
- Bubík, M. (1997). O miocénu z vrtnů na trase vodovodního přivaděče Vír–Brno. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1996*, 29, 64–66.
- Bulgurovská, M., Potůček, L. (2020). I/43 Lom Černá Hora, přeložka, podrobný geotechnický průzkum, realizační projekt prací. – MS GEOTest, a.s.
- Buriánek, D., Tomanová Petrová, P., Otava, J. (2012). Kde je zdroj klastických sedimentů miocénu brněnska? – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae XCVII*, 1, 153–166.
- Hanžl, P., Krejčí, Z., Vít, J., Otava, J., Novák, Z., Stráník, Z. (1999). Geologická mapa Brna a okolí. – Český geologický ústav Praha.
- Hanžl, P., Čech, S., Čtyroká, J., Čurda, J., Gilíková, H., Hradecká, L., Hubatka, F., Janoušek, V., Kašpárek, M., Manová, M., Maštera, L., Otava, J., Tomanová Petrová, P., Šalanský, K., Šrámek, J., Vít, J., Hrdličková, K. (2007). Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s Vysvětlivkami, list 24-322 Blansko. Česká geologická služba, Praha, 1–70.
- Hanžl, P., Baldík, V., Bubík, M., Buriánek, D., Dolníček, Z., Dvořák, I. J., Fůrychová, P., Havlín, A., Hrdličková, K., Kociánová, L., Konečný, F., Krejčí, O., Krejčí, Z., Krumlová, H., Kryštofová, E., Müller, P., Paleček, M., Pecina, V., Pecka, T., Poul, I., Rez, J., Skácelová, D., Skácelová, Z., Slobodník, M., Šrámek, J., Tomanová Petrová, P., Večeřa, J., Vít, J. (2020). Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, 24-324 Brno-sever. – ČGS. Praha.
- Hanžl, P., Janoušek, V., Soejono, I., Buriánek, D., Svojtka, M., Hrdličková, K., Erban, V., Pin, Ch. (2019). The rise of the Bruno-vistulicum: age, geological, petrological and geochemical character of the Neoproterozoic magmatic rocks of the Central Basic Belt of the Brno Massif. – *International Journal of Earth Sciences*, 108, 1165–1199. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01700-2>
- Krejčí, O., Bubík, M., Buriánek, D., Doláková, N., Krejčí, V., Nehyba, S., Tomanová Petrová, P., Vít, J. (2021). Kenozoické sedimenty v lomu Předklášteří u Tišnova. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 27, 1–2, 20–32. <https://doi.org/10.5817/GVMS2021-14408>
- Krystek, I. (1973). Geologická mapa 1 : 25 000 M-33-94-C-c Černá Hora. – MS Archiv Česká geologická služba. MO 17.
- Nehyba, S., Bubík, M., Kirchner, K., Petrová, P., Vít, J. (2006). Fluviální sediment mezi Jinačovicemi a Kuřimí. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2005*, 44–47.
- Nehyba, S., Otava, J., Bubík, M., Tomanová Petrová, P., Kirchner, K. (2007). Miocenní sedimenty v Brně-Bohunicích (ubytovna Fakultní nemocnice Brno). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce v r. 2006*, 14, 31–34.
- Nekovařík, Č., Jaroš, J., Mitrenga, P., Rejl, L., Smolíková, L., Zelenka, P., Zeman, A. (1991). Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 24-14 Boskovice. – Český geologický ústav Praha.
- Otava, J. (1973). Mapování miocenních ostrůvků listu Tišnov M-33-93-D-d. – MS. Dipl. Práce. Katedra geologie a paleontologie, PŘF UJEP. Brno.
- Otava, J. (2010). Těžké minerály kenozoika Brněnska – možnosti a úskalí interpretací. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 17, 1–2, 81–84.
- Otava, J. (2017). Tracing the origin of cave sands: State of the art in the Moravian Karst. – In: Moore, K., White, S. (eds). *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology, July 22–28, Sydney, NSW Australia. Volume 2*, 512–515, Australian Speleological Federation Inc. Sydney.
- Petrová, P., Vít, J., Čtyroká, J. (2001). Okrajové vývoje sedimentů karpatské předhlubně na listech map 1 : 25 000 Blansko a Tišnov. – *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis*, Vol. 30, Geology. 55–64. Brno.
- Procházka, Z. (1973). Mapování miocenních ostrůvků na listě mapy M-33-94-C-c. – MS. Dipl. Práce. Katedra geologie a paleontologie, PŘF UJEP. Brno.
- Říkovský, F. (1929). Paleopotamologický vývoj Svitavy. – *Sborník Státního geologického ústavu*, VIII, 257–304.
- Tausch, L. v. (1898). Geol. Spezialkarte und Erläuterungen zur geol. Karte Blatt Boskowitz und Blansko. Wien
- Vít, J. (1998). Tercierní údolí v okolí Šebrova a Svaté Kateřiny. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologiae*. 83, 109–113.
- Zachová, V. (1973). Mapování miocenních ostrůvků na listě mapy M-33-94-C-a. – MS. Dipl. Práce. Katedra geologie a paleontologie, PŘF UJEP. Brno.
- Zvejska, F. (1944). Blanenský prolom. – *Práce Moravské přírodovědecké společnosti*, 16, 1, F159. Pp. 28.

**Internetové zdroje:**

[https://mapy.geology.cz/svahove\\_nestability/](https://mapy.geology.cz/svahove_nestability/)

[https://mapy.geology.cz/vrtna\\_prozkoumanost/](https://mapy.geology.cz/vrtna_prozkoumanost/)