

**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

**Sazba a technická redakce:**

Pavel Klímek, Helena Gilíková

**Obal, tiráže, web:**

Helena Gilíková, Martin Knížek

Koncept 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.

Vydává Masarykova univerzita,

Žerotínovo nám. 9, 601 77 Brno

IČO 00216224

Vychází dvakrát ročně,

toto číslo vychází 22. 12. 2022

v nákladu 50 výtisků

Časopis je evidován MK ČR

pod č. E 19837

ISBN 978-80-280-0263-3 (print)

ISBN 978-80-280-0264-0 (on-line)

ISSN 1212-6209 (print)

ISSN 2336-4378 (on-line)

© 2022 Masarykova univerzita

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

Elektronické vydání je dostupné v archivu na adrese:

<http://journals.muni.cz/gvms/>**Redakční rada:**

Katarína Adameková, Ústav geologických věd, PŘF MU

Roman Aubrecht, KGP UK Bratislava

Aleš Bajer, Ústav geologie a pedologie, LDF, MENDELU

David Buriánek, Česká geologická služba

Jiří Faimon, Ústav geologických věd, PŘF MU

Milan Geršl, ÚZPET AF, MENDELU

Helena Gilíková, Česká geologická služba

Radomír Grygar, Hornicko-geologická fakulta VŠB-TU

Mathias Harzhauser, Naturhistorisches Museum Wien

Martin Ivanov, Ústav geologických věd, PŘF MU

Václav Kachlík, Ústav geologie a paleontologie, PŘF UK

Karel Kirchner, Ústav geoniky AV ČR

Martin Knížek, Ústav geologických věd, PŘF MU

Zdeněk Losos, Ústav geologických věd, PŘF MU

Martin Netoušek, Kamenolomy ČR

Marek Slobodník, Ústav geologických věd, PŘF MU

Pavla Tomanová Petrová, Česká geologická služba

**Editoři článků (executive editors):**

Katarína Adameková, Aleš Bajer, David Buriánek, Jiří Faimon,

Martin Ivanov, Zdeněk Losos, Marek Slobodník, Pavla Tomanová

Petrová

Na vydání čísla 29. 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 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

Adameková, Katarína .....	78
Bottig, Magdalena .....	36
Brzobohatý, Rostislav .....	44
Bubík, Miroslav .....	86
Buriánek, David .....	25, 59
Diviš, Karel .....	44
Dlapa, Pavel .....	78
Dolníček, Zdeněk .....	50
Dresler, Petr .....	78
Gregorová, Růžena .....	44
Havíř, Josef .....	7
Hrabovský, Andrej .....	78
Chroustová, Kateřina .....	36
Kandrnál, Ladislav .....	50
Kuchovský, Tomáš .....	36
Matýšek, Dalibor .....	86
Melnyk, Anastasia .....	69
Nehyba, Slavomír .....	36, 44, 78
Nováková, Eva .....	13
Opletal, Vladimír .....	36
Pasternáková, Bibiána .....	36
Petřík, Jan .....	78
Pospíšil, Lubomil .....	69
Prištáková, Michaela .....	78
Roštínský, Pavel .....	13
Říčka, Adam .....	36
Svatuška, Jiří .....	25
Šmerda, Jaroslav .....	13
Tomanová, Petrová Pavla .....	44
Ulmanová, Jana .....	50
Urban, Tomáš .....	59

## OBSAH

## CONTENTS

- Odhad detekční schopnosti stanice VRAC s ohledem na seismické jevy registrované v letech 2011 až 2021**  
*Estimation of detection capability of the VRAC station in respect to seismic events recorded in the years 2011 to 2021*  
Josef Havíř ..... 7
- Štěrky na rozvodí Dyje a Pulkau jižně od Znojma (Česko–Rakousko): nové poznatky ve srovnání s dosavadním stratigrafickým zařazením**  
*Gravel deposits at the Dyje–Pulkau watershed south of Znojmo (Czechia–Austria): new knowledge confronted with current stratigraphy*  
Pavel Roštínský, Jaroslav Šmerda, Eva Nováková ..... 13
- Chemické složení amfibolů v polétavém prachu z vybraných lokalit Brněnska**  
*Chemical composition of amphiboles in airborne dust from a selected localities of the Brno region*  
David Buriánek, Jiří Svatuška ..... 25
- Podzemní vody hluboké struktury regionálního rozsahu: Pasohlávky – Laa an der Thaya**  
*Groundwater of deep regional aquifer system: Pasohlávky – Laa an der Thaya*  
Kateřina Chroustová, Adam Říčka, Bibiána Pasternáková, Tomáš Kuchovský, Vladimír Opletal, Slavomír Nehyba, Magdalena Bottig ..... 36
- Sedimenty spodního badenu na lokalitě Zaječí hora**  
*Lower Badenian deposits on the locality of Zaječí hora*  
Slavomír Nehyba, Rostislav Brzobohatý, Karel Diviš, Růžena Gregorová, Pavla Tomanová Petrová ..... 44
- Kompozičně neobvyklé struskové hmoty z polykulturní archeologické lokality Boršice v podhůří Chřibů**  
*Compositionally unusual slag-like artefacts from polycultural archaeological site Boršice (Chřiby Mts., Czech Republic)*  
Zdeněk Dolníček, Ladislav Kandrnál, Jana Ulmanová ..... 50
- Vývoj metamorfních fluid pozdního stádia regionální metamorfózy v keprnické klenbě silezika**  
*Evolution of metamorphic fluids during a late stage of regional metamorphism at the Keprník dome in Silesicum*  
Tomáš Urban, David Buriánek ..... 59
- Geofyzikální mapování výskytu těšinitové asociace hornin v okolí Žermanic – slezská jednotka**  
*Geophysical mapping of the occurrence of the Teschenites rock association in the vicinity of the Žermanice village – the Silesian unit*  
Anastasia Melnyk, Lubomil Pospíšil ..... 69
- Půdní vývoj v nivě řeky Dyje v předpolí hradby hradiska Pohansko u Břeclavi**  
*Soil development on the floodplain of the river Thaya in the foreland of the Pohansko stronghold near Břeclav*  
Katarína Adameková, Jan Petřík, Pavel Dlapa, Michaela Prištáková, Slavomír Nehyba, Petr Dresler, Andrej Hrabovský ..... 78
- Dolování stříbra v Zubří u Rožnova pod Radhoštěm ve světle legend, historických pramenů a nových geologických výzkumů**  
*Silver mining in Zubří near Rožnov pod Radhoštěm in the light of legends, historical sources and new geological research*  
Miroslav Bubík, Dalibor Matýsek ..... 86



# Odhad detekční schopnosti stanice VRAC s ohledem na seismické jevy registrované v letech 2011 až 2021

Estimation of detection capability of the VRAC station in respect to seismic events recorded in the years 2011 to 2021

Josef Havíř 

Ústav fyziky Země PřF MU, Tvrdého 12, 602 00 Brno, Česká republika

## Key words:

seismic monitoring, induced seismic events, natural seismicity, detection capability, station VRAC

 havir@ipe.muni.cz

## Editor:

David Buriánek

## Abstract

Broadband seismic station VRAC (Vranov u Brna), operated by Institute of physics of the Earth (Masaryk University) is involved in various projects focused on monitoring of the seismic events. Above all, its involvement in the global seismic network of the International Monitoring System CTBTO (Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization) is very important. The VRAC station is also one of the permanent broadband stations of the Czech Regional Seismic Network. Thus, the data of the VRAC station is routinely processed in respect to detection of the seismic events situated in various epicentral distances, from local, through regional to teleseismic. This article aims to briefly show a simple estimation of the detection capability of the VRAC station with respect to seismic events from various epicentral distances. Discussed estimation of the detection capability was based on study of the magnitude-frequency relations. For this purpose, the set of seismic events recorded by the VRAC station in the years 2011–2021 was used. This set included 52 246 seismic events, 33 161 being regional events situated up to epicentral distance of 2 000 km from the VRAC station. In the framework of the magnitude-frequency analysis, two parameters were determined for each subset containing events from the particular range of epicentral distances: the most frequent magnitude  $M_a$  and magnitude  $M_m$  in the minimum of the derived non-log magnitude-frequency function. The value of  $M_m$  shows well the point where the roll-off effect occurs on the classical magnitude-frequency graph. The graphs of both observed values ( $M_a$  and  $M_m$ ) show steep increase at regional distances, followed by a flat part of the curve at epicentral distances of 20° to 80°. Low detection capability zones in the distances corresponding to seismic shadows zones connected both with the zone of decreased seismic velocities in the deep parts of the Earth (outer core) and in the asthenosphere are distinctly noticeable. Results of the study allow to estimate the detection threshold of the VRAC station between the magnitude value 4.5 to 4.9 in the case of epicentral distances from 20° to 80°.

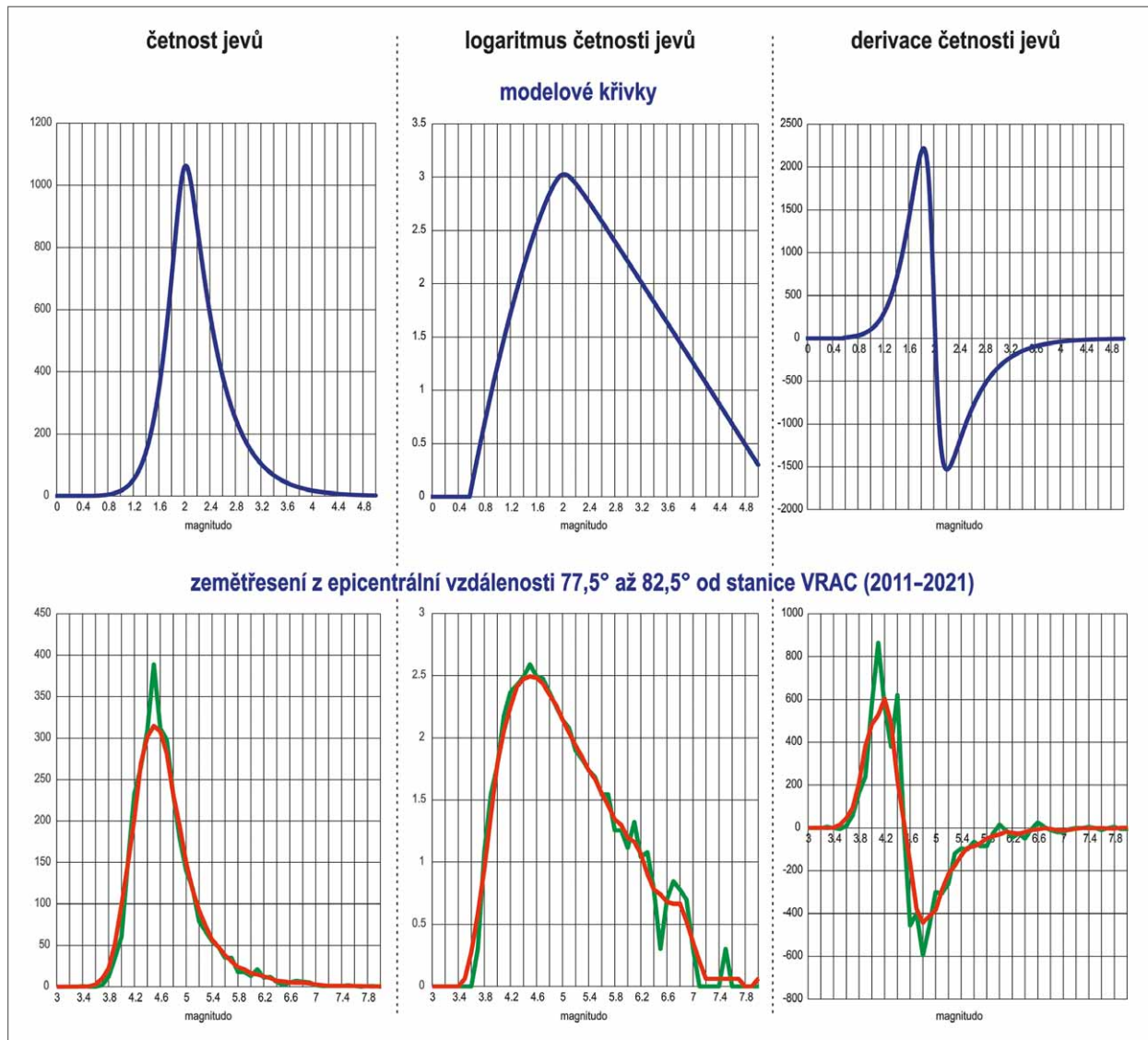
## Doporučená citace článku:

Havíř, J. (2022). Odhad detekční schopnosti stanice VRAC s ohledem na seismické jevy registrované v letech 2011 až 2021. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 29, 1–2, 7–12.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-20824>

## Úvod

Širokopásmová seismická stanice VRAC (Vranov u Brna), provozovaná Ústavem fyziky Země (ÚFZ) Masarykovy univerzity, je zapojena do různých monitorovacích projektů sledujících různé kategorie seismických jevů. Zásadní je zejména její zapojení do globální seismické sítě Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO (Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization). Od roku 2002 je stanice VRAC, která je vybavena seismometrem STS-2.5 (do roku 2020 STS-2) a digitizérem Quanterra Q330HR, certifikovanou stanicí tohoto globálního systému zajišťujícího verifikaci dodržování Smlouvy o úplném zákazu jaderných zkoušek (Havíř et al. 2003). Pod kódovým označením AS26 je



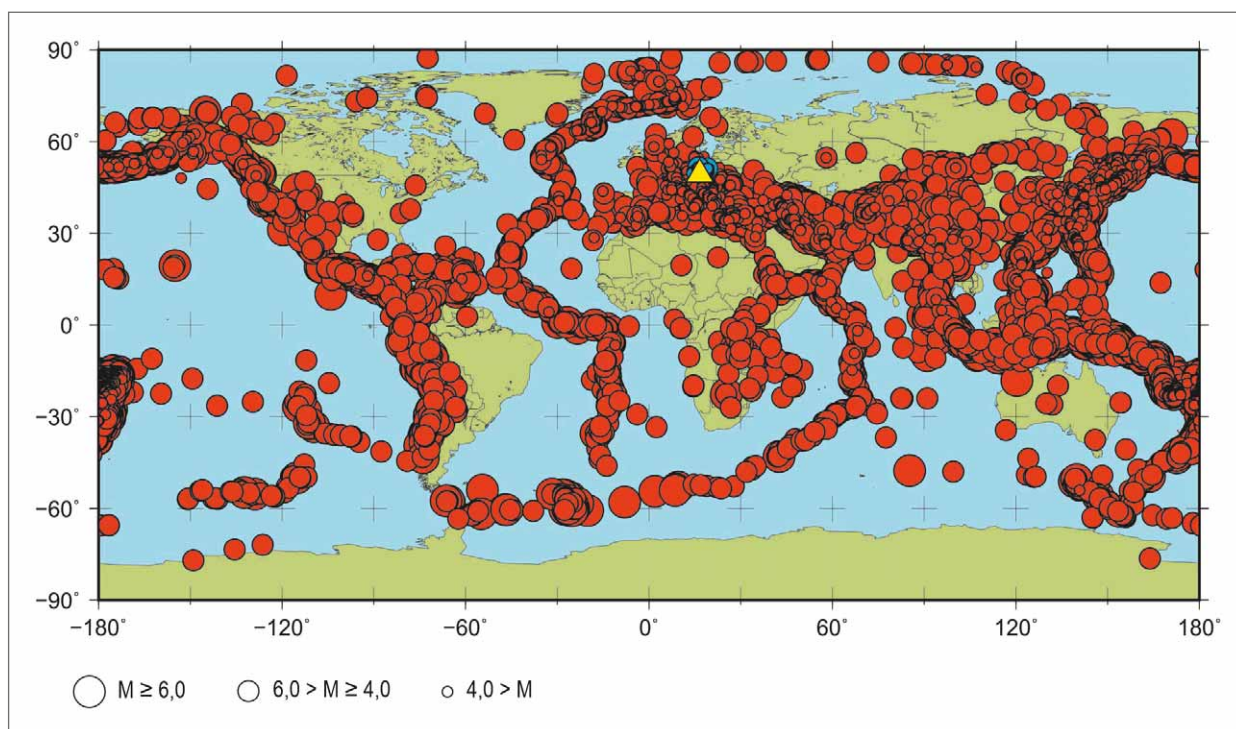
Obr. 1: Tvary křivek popisujících závislost četnosti seismických jevů na magnitudu. Zleva doprava jsou znázorněny: funkce závislosti nelogaritmované četnosti jevů na magnitudu; funkce závislosti logaritmu četnosti jevů na magnitudu (tj. klasický magnitudo-četnostní graf); první derivace funkce závislosti nelogaritmované četnosti jevů na magnitudu. V horní části jsou vykresleny modelové křivky, v dolní části jsou vykresleny reálné křivky pro soubor přirozených zemětřesení registrovaných stanicí VRAC v letech 2011 až 2021, jejichž zdroj se nacházel v epicentrální vzdálenosti 77,5° až 82,5°.

Fig. 1: Shapes of curves characterizing the dependence of the frequency of seismic events on the magnitude. From left to right are shown: the distribution function of the non-logarithmic frequency of seismic events in relation to the magnitude; the distribution function of the logarithm of frequency of seismic events in relation to the magnitude (i.e. classical magnitude-frequency graph); first derivation of the distribution function of the non-logarithmic frequency of seismic events in relation to the magnitude. In the upper part, model curves are plotted, in the lower part, real curves determined for a set of natural earthquakes recorded by the VRAC station in the years 2011–2021, situated at epicentral distance of 77.5° to 82.5°.

stanice VRAC přímo uvedena v seznamu verifikačních zařízení v příloze Smlouvy o úplném zákazu jaderných zkušek (CTBTO Preparatory Commission 1996) a její provozování tak patří k úkolům spjatým s plněním mezinárodních závazků České republiky vyplývajících ze zmíněné smlouvy, podepsané Českou republikou v roce 1996 a ratifikované o rok později. Stanice VRAC je také součástí České regionální seismické sítě jako jedna z jejích stálých širokopásmových stanic (viz např. Zedník – Pazdírková 2009). Spolu s dalšími stanicemi, provozovanými především Ústavem fyziky Země MU a Geofyzikální ústavem AV ČR, se tak stanice VRAC podílí na monitorování

seismické aktivity na území České republiky a v jejím okolí. Data stanice VRAC jsou tak rutinně využívána pro monitorování signálu seismických jevů přicházejícího z různých epicentrálních vzdáleností a jejím úkolem je tedy registrovat nejrůznější kategorie seismických jevů, od jevů lokálních, přes regionální až po jevy teleseismické (tj. s epicentrální vzdáleností větší než 2 000 km).

Smyslem tohoto článku je ukázat, jak silné seismické jevy z různých epicentrálních vzdáleností je stanice VRAC schopna detekovat. Odhad detekční schopnosti je založen na statistickém zpracování magnitudo-četnostních vztahů pro seismické jevy se známou lokací



Obr. 2: Schematická mapa epicenter seismických jevů registrovaných stanicí VRAC v letech 2011–2021 (celý svět). Červeně jsou vyznačena přirozená zemětřesení, modře indukované seismické jevy. Poloha stanice VRAC je vyznačena žlutým trojúhelníkem.

Fig. 2: Schematic maps of epicentres of seismic events recorded by station VRAC in the years 2011–2021 (global scale – whole world). Red circles show natural earthquakes, blue circles show induced seismic events. Position of the VRAC station is marked by yellow triangle.

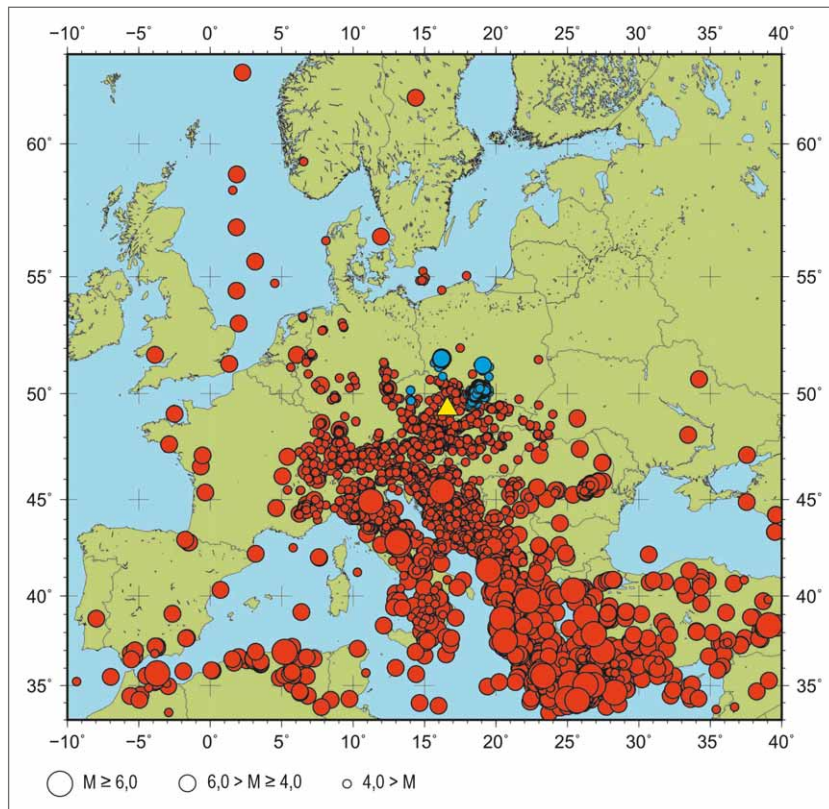
a s určenou hodnotou magnitudy, které byly registrovány stanicí VRAC v letech 2011 až 2021. Pro tento účel byla použita jak parametrická data (lokace potřebné k výpočtu epicentrálních vzdáleností a hodnoty seismického magnitudy) určená v rámci zpracování signálu na ÚFZ, tak i data převzatá z vybraných zdrojů. Lokace a magnitudo vzdálených jevů bylo přebíráno z REB-bulletinů CTBTO (tyto bulletiny obsahují údaje, které prošly, mimo jiné, také kontrolou operátorem), pro indukované jevy v sv. části České republiky a v Polsku byla použita data z bulletinů AV ČR (bulletiny shrnující výsledky monitorování České regionální seismické sítě), v případě jevů na území Rakouska byly využity také bulletiny rakouské seismologické služby (ZAMG) a u jevů v regionálních vzdálenostech byly částečně využity také údaje dostupné prostřednictvím bulletinů EMSC (Euro-Mediterranean Seismological Center).

### Magnitudo-četnostní graf a úplnost dat

Studium magnitudo-četnostních vztahů přirozených seismických jevů tradičně vychází z práce Gutenberga a Richtera (1944) dokládající lineární vztah mezi logaritmem četností seismických jevů a magnitudou. Analogické závěry předložili již před nimi Ishimoto a Iida (1939), kteří porovnávali logaritmus četnosti jevů s logaritmem amplitudy. Pro nízké hodnoty magnitudy je ale soubor registrovaných seismických jevů statisticky neúplný, protože část seismických jevů, jejichž signál byl překryt šumem, nebyla detekována. S klesajícím magnitudou míra nedetekovaných jevů roste. V důsledku ztráty

detekční schopnosti seismických sítí pak lze pozorovat, že četnost registrovaných slabých jevů s klesající hodnotou magnitudy rychle klesá.

Ke ztrátě linearitu magnitudo-četnostního vztahu, tj. k tzv. „roll-off“ efektu, dochází ovšem již u hodnoty magnitudy, která je o něco vyšší, než je maximum křivky magnitudo-četnostního grafu. Již tento bod, v němž se projevuje ztráta linearitu, ukazuje skutečný detekční práh sítě, tedy hodnotu magnitudy, pod kterou jsou již data ve významné míře neúplná (významná část seismických jevů není registrována). V případě reálných datových souborů může být ovšem určení hodnoty magnitudy, u které dochází ke ztrátě linearitu, nesnadné, protože data mohou být zkreslena dalšími vlivy (např. v důsledku náhodných fluktuací u málo četných souborů dat apod.). Mnohem snazší je rozpoznat místo, kde se projevuje „roll-off“ efekt, na grafu derivace četnosti  $\partial \log N(M) / \partial M$  či  $\partial N(M) / \partial M$ . Pro funkci popisující závislost logaritmu četnosti na magnitudu je ta část, v níž je zachována linearita, v případě derivované funkce plochá (lineární funkce má konstantní sklon a její derivace je tedy konstanta). Ještě vhodnější je pak využití derivace funkce závislosti nelogaritmované četnosti na magnitudu, protože křivka popisující závislost četnosti jevů na jejich magnitudu má v místě, kde u grafu s logaritmickou osou četnosti dochází k „roll-off“ efektu, inflexní bod. Na křivce derivované funkce se pak v místě hledané hodnoty magnitudy nachází minimum. A nalezení takových míst na grafu, jako je extrém funkce, je pak matematicky relativně snadný úkol.



Obr. 3: Schematická mapa epicenter seismických jevů registrovaných stanicí VRAC v letech 2011–2021 (region Evropy). Červeně jsou vyznačena přirozená zemětřesení, modře indukované seismické jevy. Poloha stanice VRAC je vyznačena žlutým trojúhelníkem.  
Fig. 3: Schematic maps of epicenters of seismic events recorded by station VRAC in the years 2011–2021 (Europe area). Red circles show natural earthquakes, blue circles show induced seismic events. Position of the VRAC station is marked by yellow triangle.

Příklad magnitudo-četnostních grafů s modelovými i reálnými daty ukazuje obrázek 1. V horní části jsou vykresleny modelové křivky popisující lineární charakter vztahu mezi logaritmem četnosti a magnitudem, přičemž tato linearita je narušena ztrátou dat pro jevy s magnitudem 2,2 a nižším, přičemž tato ztráta dat je matematicky popsána hyperbolickou funkcí. Modelové křivky ukazují maximum v distribučních funkcích znázorňujících závislost četnosti jevů na magnitudu v bodě  $M_a = 2,0$ . Minimum křivky derivace četnosti jevů pak odpovídá bodu  $M_m = 2,2$ , tedy bodu, v němž dochází ke ztrátě linearit magnitudo-četnostního vztahu (hodnoty modelové křivky byly počítány pro hodnoty magnitudy s krokem 0,001). Ve spodní části obrázku 1 jsou pak pro srovnání vykresleny grafy popisující příslušné vztahy na základě analýzy reálných dat, a to souboru přirozených zemětřesení registrovaných stanicí VRAC v letech 2011 až 2021, jejichž zdroj se nacházel v epicentrální vzdálenosti 77,5° až 82,5°. Podobně jako v případě modelových dat, i zde lze dobře identifikovat rozdíl mezi maximem magnitudo-četnostních funkcí ( $M_a = 4,5$ ) a minimem křivky derivace četnosti jevů ( $M_m = 4,8$ ). Přitom lze konstatovat, že maximum magnitudo-četnostních funkcí ( $M_a = 4,5$ ) sice ukazuje hodnoty magnitudy, pod nimiž je již detekce stanice VRAC zcela jistě nespolehlivá, ovšem minimum křivky derivace četnosti jevů ( $M_m = 4,8$ ) vystihuje lépe místo ztráty linearit magnitudo-četnostních vztahů,

a tedy věrněji kvantifikuje detekční práh stanice VRAC pro daný soubor jevů.

### Odhad detekční schopnosti stanice VRAC

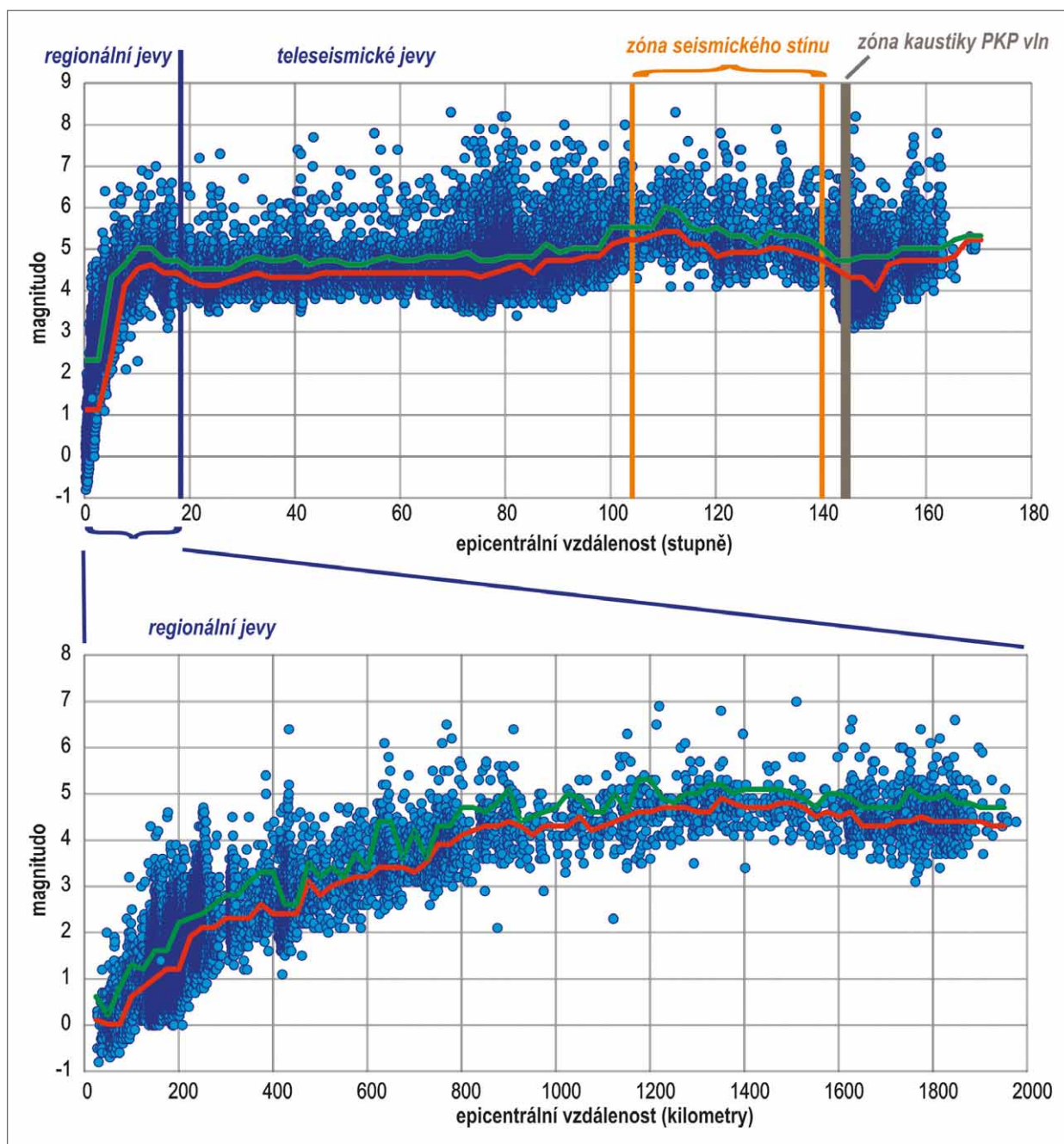
Pro odhad detekční schopnosti stanice VRAC byla využita data o přirozených a indukovaných jevech registrovaných stanicí VRAC v letech 2011 až 2021. Soubor jevů registrovaných stanicí VRAC během tohoto desetiletého období zahrnoval 52 246 seismických jevů (obr. 2), přičemž zdroje 33 161 jevů se nacházely ve vzdálenosti do 2 000 km od stanice (obr. 3), zatímco epicentrální vzdálenost zbylých 19 085 jevů překračovala hodnotu 2 000 km.

Při statistickém zpracování celého souboru jevů byly nejprve analyzovány podsoubory, do nichž byly zahrnovány jevy s epicentrálními vzdálenostmi z intervalu  $\Delta_n -2,5^\circ$  do  $\Delta_n +2,5^\circ$ , přičemž střední epicentrální vzdálenost jednotlivých intervalů  $\Delta_n$  byla volena s krokem 2,5°. Protože počet jevů z regionálních vzdáleností umožňoval detailnější členění, byly dále analyzovány také podsoubory

regionálních jevů zahrnující vždy seismické jevy s epicentrálními vzdálenostmi z intervalu  $d_n -25$  km do  $d_n +25$  km, přičemž střední epicentrální vzdálenost jednotlivých intervalů  $d_n$  byla volena s krokem 25 km. Pro každý podsoubor byla analyzována magnitudo-četnostní křivka, která byla vyhlazena využitím klouzavých průměrů o délce 5. Vždy bylo určena hodnota magnitudy  $M_a$  v maximu této křivky (tedy nejčetněji zastoupená hodnota magnitudy) a vždy byla určena hodnota magnitudy  $M_m$  odpovídající minimu derivace křivky popisující vztah četnosti jevů a magnitudy. Výsledné hodnoty zjištěné v jednotlivých intervalech pak byly vyneseny do grafu (obr. 4).

Na grafech je dobře patrný strmý nárůst obou sledovaných hodnot ( $M_a$  i  $M_m$ ) v regionálních vzdálenostech, následovaný pak plochou částí křivky v epicentrálních vzdálenostech 20° až 80°. Nárůst sledovaných mezních hodnot magnitudy ve vzdálenostech 104° až 140° souvisí se snížením detekční schopnosti v důsledku existence zóny snížených rychlostí v hlubokých partiích Země (vnějšího jádra). Tato zóna se pak na povrchu projevuje existencí tzv. zóny seismického stínu, v níž jsou registrovány pouze difrakované či sekundární (odražené) fáze, které nesou menší energii a tudíž mají jejich vlnové funkce v seismickém záznamu menší amplitudu. Diskutovaná základní charakteristika křivky odrážející prahové hodnoty magnitudy odpovídá modelové závislosti amplitudy objemových vln na epicentrální vzdálenosti





Obr. 4: Schematický graf ukazující magnitudo seismických jevů registrovaných stanicí VRAC v letech 2011–2021 vůči jejich epicentrální vzdálenosti od stanice VRAC (nahore – globální měřítko; dole – regionální jevy). Červená křivka vyznačuje hodnoty nejčastějšího magnituda  $M_a$ ; zelená křivka vyznačuje hodnoty magnituda  $M_m$  v minimu derivace funkce závislosti neologaritmované četnosti jevů na magnitudu (blíže viz text).

Fig. 4: Graph of the magnitude of seismic events registered by station VRAC in the years 2011–2021 plotted against their epicentral distance (at top – global scale; at bottom – regional events). The red curve indicates the values of the most frequent magnitude  $M_a$ ; the green curve indicates the values of the magnitude  $M_m$  in the minimum of the derived non-log magnitude-frequency function (see text for more details).

(viz Bormann et al. 2009; Veith and Clawson 1972), pro stanici VRAC byla pozorována již dříve (Havíř 2018) a je možné ji pozorovat i na jiných širokopásmových seismických stanicích Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO (např. Kværna, Ringdal 2013). Novější analýza využívající výrazně rozsáhlejšího souboru seismických jevů registrovaných stanicí VRAC ovšem umožňuje lépe pozorovat některé další detaily a blíže odhadnout

prahové hodnoty magnituda v závislosti na epicentrální vzdálenosti.

V regionálních vzdálenostech sledované mezní hodnoty rychle narůstají až na hodnoty 4,5 až 4,9 v případě nejčastějšího magnituda  $M_a$  a na hodnoty 4,7 až 5,2 pro magnitudo  $M_m$  v minimu derivované magnitudo-četnostní funkce v epicentrálních vzdálenostech 1 200 až 1 600 km. Sníženou detekční schopnost ve zmíněné epicentrální vzdálenosti, kdy je stanice VRAC schopna

spolehlivě detekovat až jevy s magnitudem kolem hodnoty 5 či vyšším, lze dobře vysvětlit jako projev zóny seismického stínu vzniklé v důsledku zóny snížených rychlostí seismických vln v astenosféře.

Ve větších epicentrálních vzdálenostech, konkrétně ve vzdálenostech 20° až 80°, se pak detekční práh stanice VRAC jeví jako téměř konstantní. Velikost nejčtenějšího magnituda  $M_a$  pozvolna roste z hodnot 4,1 až 4,2 na hodnoty 4,4 až 4,5, velikost magnituda  $M_m$  v minimu derivované magnitudo-četnostní funkce narůstá z hodnoty 4,5 na hodnotu 4,7 až 4,9. Tyto výsledky jsou v souladu s předběžnými studii založenými na porovnání počtů všech jevů registrovaných seismickou sítí Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO s počtem jevů registrovaných stanicí VRAC v letech 2001 až 2003 (Havíř 2004).

Dále od stanice, zejména pak v zóně seismického stínu spjaté se sníženými rychlostmi seismických vln ve vnějším jádře, obě sledované veličiny opět výrazněji rostou, a to (v epicentrální vzdálenosti kolem 110°) až k hodnotám 5,2 až 5,4 pro nejčtenější magnituda  $M_a$  a k hodnotám 5,9 až 6,0 pro magnitudo  $M_m$  v minimu derivované magnitudo-četnostní funkce. Odhadovaný detekční práh pro zemětřesení, vůči kterému se stanice VRAC nachází v seismickém stínu způsobeném snížením rychlostí seismických vln ve vnějším jádře, je tedy zapotřebí, pokud jde o hodnoty magnituda, vyšší nejméně o jeden

stupeň (tj. pro spolehlivou detekci je zapotřebí více než třicetnásobně vyšší uvolněná seismická energie) oproti detekčnímu prahu pro epicentrální vzdálenosti 20° až 80°.

### Závěr

Statistická analýza jevů registrovaných stanicí VRAC umožnila provést odhad detekční schopnosti této stanice, aniž by bylo nezbytné mít k dispozici nezávislé informace také o jevech, které stanicí VRAC registrovány nebyly. Přitom využití derivace funkce popisující neložaritmovanou četnost registrovaných seismických jevů v závislosti na jejich magnitudu, respektive sledování minima této derivované funkce, umožňuje získat odhady, jejichž výsledky jsou srovnatelné s předešlými výsledky získanými pomocí metod, které nezávislé informace o neregistrovaných jevech využily. Pro epicentrální vzdálenosti od 20° do 80° lze mezní hodnotu magnituda jevů, od kterého je výrazná většina seismických jevů seismickou stanicí VRAC detekována, odhadnout na hodnotu 4,5 až 4,9.

### Poděkování

*Príspevek vznikl s finanční podporou projektu MŠMT, program č. LM2015079, CzechGeo/Epos. Autor děkuje oběma recenzentům (Jiří Málek, Lucia Fojtíková) za jejich připomínky.*

### Literatura

- Bormann, P., Baumbach, M., Bock, G., Grosse, H., Choy, G. L., Boatwright, J. (2009). Seismic Sources and Source Parameters. – In: Bormann P. (ed.). New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP), Potsdam: Deutsches GeoForschungs-Zentrum GFZ, 1–94.
- CTBTO Preparatory Commission (1996). Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT) and Text on Establishment of a Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization.
- Gutenberg, B., Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. – Bulletin of the Seismological Society of America, 34, 4, 185–188.
- Havíř, J. (2004). Detekce vzdálených zemětřesení na stanici VRAC – využitelnost pro účely Mezinárodní monitorovací sítě CTBTO. – In: Sborník 13. regionální konference „Rozvoj seismologie, inženýrské geofyziky a geotechniky“. Sborník vědeckých prací VŠB-TU Ostrava, řada stavební, 4, 2, 105–113.
- Havíř, J. (2018). Seismické jevy registrované stanicí VRAC v roce 2017. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1–2, 39–44.
- Havíř, J., Švancara, J., Otruba, J. (2003). Úloha a využití nově certifikované seismologické stanice VRAC v rámci Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO. – In: Sborník 12. regionální konference „Nové výsledky seismologických, geofyzikálních a geotechnických průzkumů“. Sborník vědeckých prací VŠB-TU Ostrava, řada stavební, 3, 2, 77–84.
- Ishimoto, M., Iida, K. (1939). Observation sur les Séismes enregistrés par le Microseismographe construit dernièrement. – Bulletin of Earthquake Research Institute, University Tokyo, 17, 2, 443–478 (japonsky, francouzské resumé).
- Kværna, T., Ringdal, G. (2013). Detection capability of the seismic network of the International Monitoring System for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty. – Bulletin of the Seismological Society of America, 103, 2A, 759–772.
- Veith, K. F., Clawson, G. E. (1972). Magnitude from short-period P-wave data. – Bulletin of the Seismological Society of America, 62, 2, 435–452.
- Zedník, J., Pazdírková, J. (2009). Seismicity in the Czech Republic in 2007. – Studia Geophysica and Geodaetica, 53, 2, 269–274.

# Štěrky na rozvodí Dyje a Pulkau jižně od Znojma (Česko–Rakousko): nové poznatky ve srovnání s dosavadním stratigrafickým zařazením

Gravel deposits at the Dyje–Pulkau watershed south of Znojmo (Czechia–Austria): new knowledge confronted with current stratigraphy

Pavel Roštinský<sup>1</sup> ✉, Jaroslav Šmerda<sup>2</sup>, Eva Nováková<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Ústav geoniky AV ČR, v. v. i., Oddělení environmentální geografie, Drobného 28, 602 00 Brno, Česká republika

<sup>2</sup> Krapkova 12, 671 81 Znojmo, Česká republika

## Key words:

Miocene; Pliocene; Bohemian Massif; Carpathian Foredeep; Waitzendorf fault; gravel; petrographic variability; provenance assessment; topography

✉ pavel.rostinsky@ugn.cas.cz

## Editorka:

Pavla Tomanová Petrová

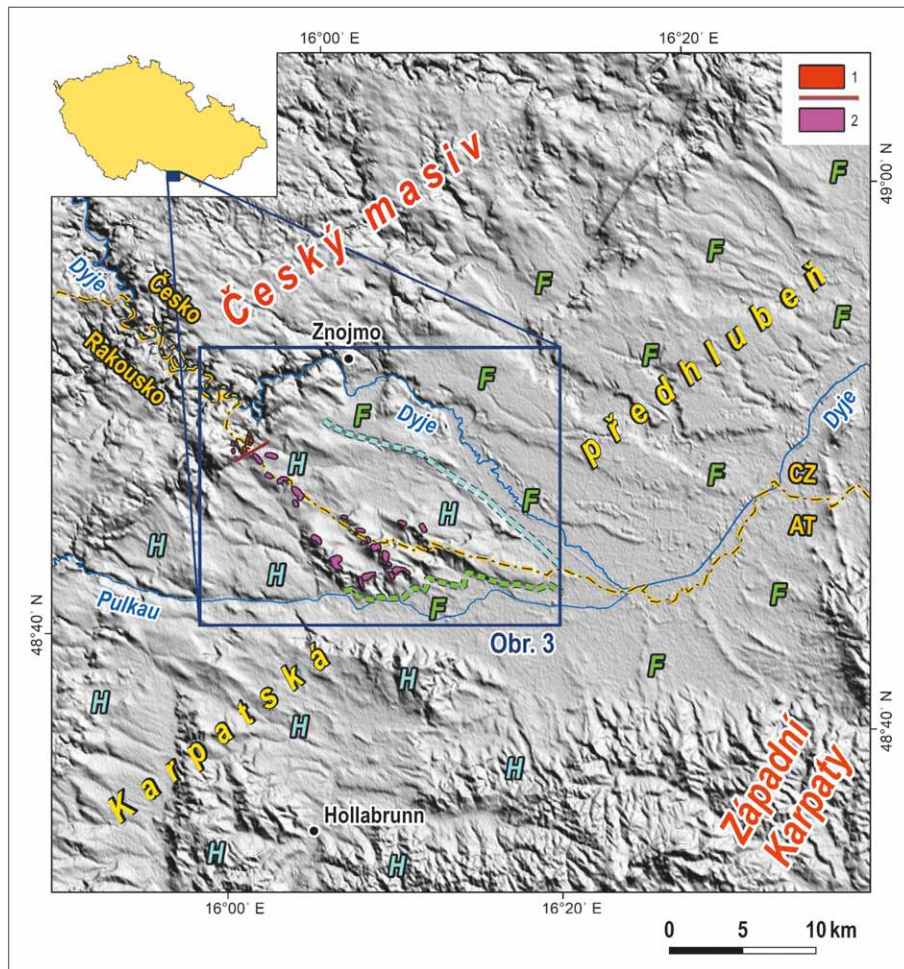
## Abstract

*A thin veneers of coarse gravel deposits (clast size up to > 15 cm) are preserved on many summits of the Dyje–Pulkau watershed upland on the Carpathian Foredeep surface near the Bohemian Massif in the area, where the Waitzendorf fault parallels the boundary between both the large geological units. Related rim of the latter unit is there topographically manifested by the current prominent marginal slope mostly developed in granitoids of the Dyje Massif. In the existing maps and corresponding explanatory notes the northwestern occurrences of the gravel were considered, without direct stratigraphic evidence, as marine deposits of the Lower Badenian or uppermost Karpatian age (Lower/Middle Miocene transition). This paper revises the assumed genesis and stratigraphic position of the gravel based on pebble grain size and petrography analysis, assessment of geomorphological setting, and comparison with other gravel deposits in the vicinity characterized by some similar properties. The study of pebble material on the watershed upland revealed an existence of two adjacent WNW–ESE trending gravel belts of different petrography: the southern with only dominant quartz-rich rocks and the quartz-rich northern but with a high portion of the Dyje Massif rocks. Gravel characteristics and its position above fine-grained Carpathian Foredeep sediments in the basement deposited in the Lower/Middle Miocene transition period (lower stratigraphic limit) indicate a later terrestrial origin of both the gravel belts by two adjacent streams flowing from the WNW towards the ESE and largely redepositing coarse material eroded in older layers at former margin of the foredeep basin. In the southern and northern surroundings of the watershed upland a number of other gravel sites are preserved near or within the marginal slope whose coarse pebbles also overlay fine-grained basement clastic sequences of the Carpathian Foredeep. Their mutually different petrographic properties also indicate dissimilar source areas within marginal part of the basin presumably located in the WNW or NW, thus supporting quite uniform material transport direction in many subparallel traces. The general regional transport seems to be largely interrupted by a renewed activity of the Waitzendorf fault system predisposing the Bohemian Massif uplift against the current Carpathian Foredeep. A related strong stream incision into the uplifted surface included a newly created SW–NE reach of the Dyje river within the marginal slope between the Šobes meander and the town of Znojmo whose origin presumably started in the (Lower) Pliocene (higher stratigraphic limit) based on the supposed age of sedimentary remnants preserved within higher parts of the corresponding valley section. Thus the deposition of gravel at the Dyje–Pulkau watershed finished before or shortly after the uplift and the valley incision began. Genesis and stratigraphic position of the focused coarse sediments is likely different from those in the previous considerations.*

## Doporučená citace článku:

Roštinský, P., Šmerda, J., Nováková E. (2022). Štěrky na rozvodí Dyje a Pulkau jižně od Znojma (Česko–Rakousko): nové poznatky ve srovnání s dosavadním stratigrafickým zařazením. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 29, 1–2, 13–24.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-20639>



Obr. 1: Geologická a topografická poloha štěrkových sedimentů při rozvodí řek Dyje a Pulkau. Podložní stínovaný reliéf byl vytvořen ze SRTM dat na Earthexplorer.usgs.gov (2017). 1 – štěrkový výskyt na okrajovém svahu Českého masivu; 2 – štěrkový výskyt na povrchu karpatské předhlubně. Vyšší členitě pahorkatinné (H) a nižší ploché (F) části povrchu karpatské předhlubně se ve zkoumané oblasti prolínají (naznačeno čárkovanými hraničními liniemi příslušných barev).

Fig. 1: Geological and topographic setting of gravel deposits at the Dyje–Pulkau rivers watershed. The hillshade background was derived from the SRTM data on Earthexplorer.usgs.gov (2017). 1 – gravel occurrence on marginal slope of the Bohemian Massif; 2 – gravel occurrence on surface of the Carpathian Foredeep. The higher rugged hilly (H) and lower flat (F) parts of the Carpathian Foredeep surface are interfingering in the study area (indicated by dashed boundary lines drawn in corresponding colours).

## Úvod

Při rozvodí řek Dyje a Pulkau v prostoru karpatské předhlubně (česko-rakouské pomezí j. od Znojma) se v relativních výškách 60–120 m nad oběma toky zachoval delší pás erozí vzájemně izolovaných výskytů hrubých štěrků (obr. 1) o mocnostech lokálně nejspíše dosahujících několika metrů. Podobné štěrky s převahou zaoblených valounů se v malé míře nacházejí také ve spodní a střední části jv. okrajového svahu Českého masivu, přiléhajícího k předhlubni na SZ. O sedimentech bylo dosud známo

rozvodní štěrky se nacházejí při rozhraní několika vývojově odlišných oblastí.

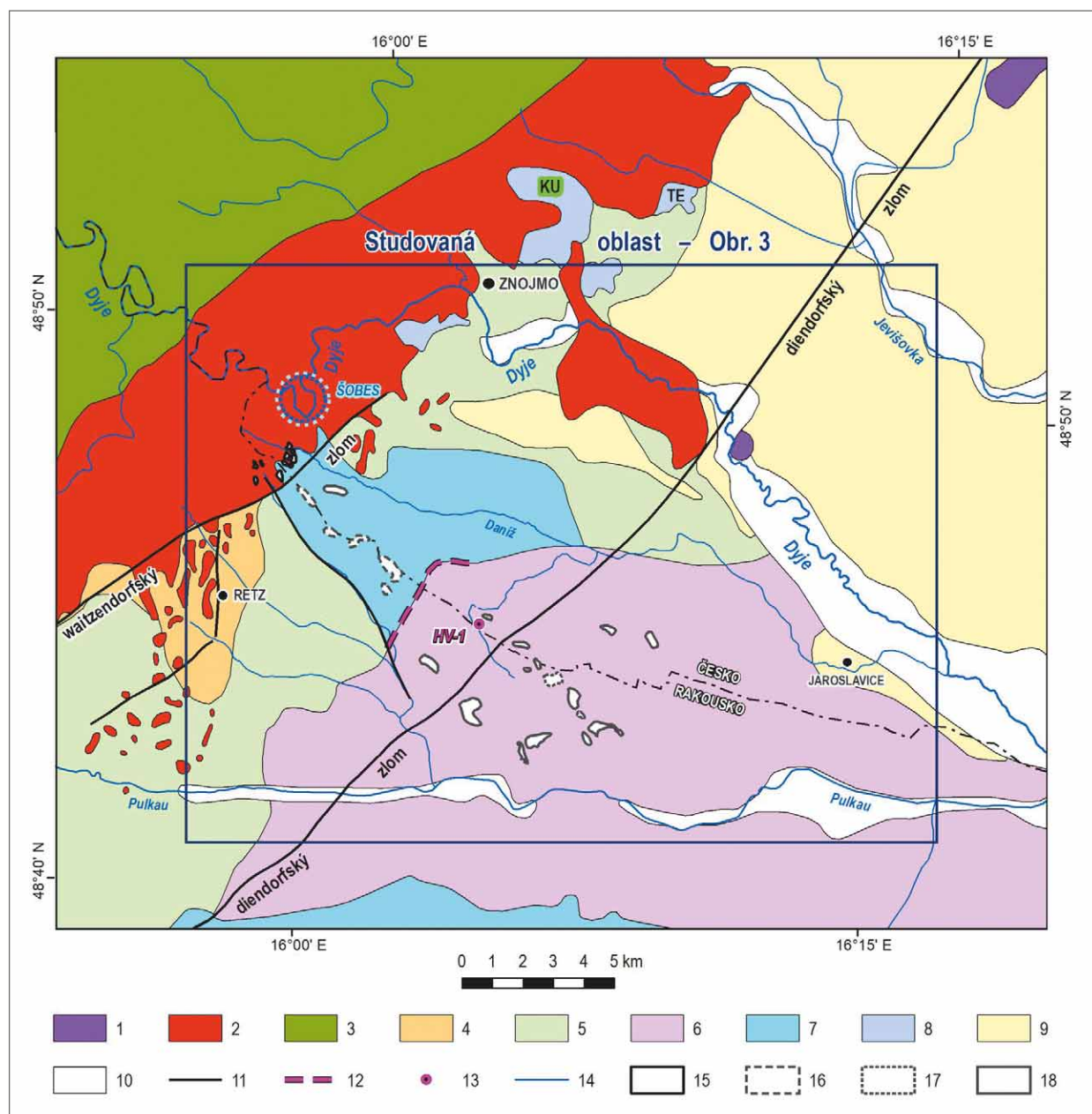
## Geologické poměry území

Studovaný okraj Českého masivu je tvořen dyjským masivem (jednotka brunie) s hlubinnými granitoidními vyvřelinami a žilnými ekvivalenty (granity, granodiority, aplity, pegmatity) v jádru dyjské klenby. Zachovaný metamorfovaný obal klenby na SZ je součástí jednotky moravika (fylity, svory, kvarcity, amfibolity, mramory,

Obr. 2: Geologické schéma zkoumané oblasti, vytvořené na základě mapy Schnabela et al. (2002). Český masiv: 1 – moldanubikum: metamorfované horniny; 2 – dyjský masiv: vyvřelé horniny (granit až granodiorit, žilné ekvivalenty); 3 – moravikum: metamorfované horniny. Západní Karpaty, karpatská předhlubeň (štěrk, písek, prach, jíl), spodní miocén: 4 – eggenburg; 5 – ottang; 6 – karpát; střední miocén: 7 – spodní baden; 8 – fluvialní sediment (štěrk, písek) v přechodném období střední miocén–pliocén, místy překrývající sedimenty karpatské předhlubně; 9 – fluvialní nebo fluvioakustrinní kvartérní sediment

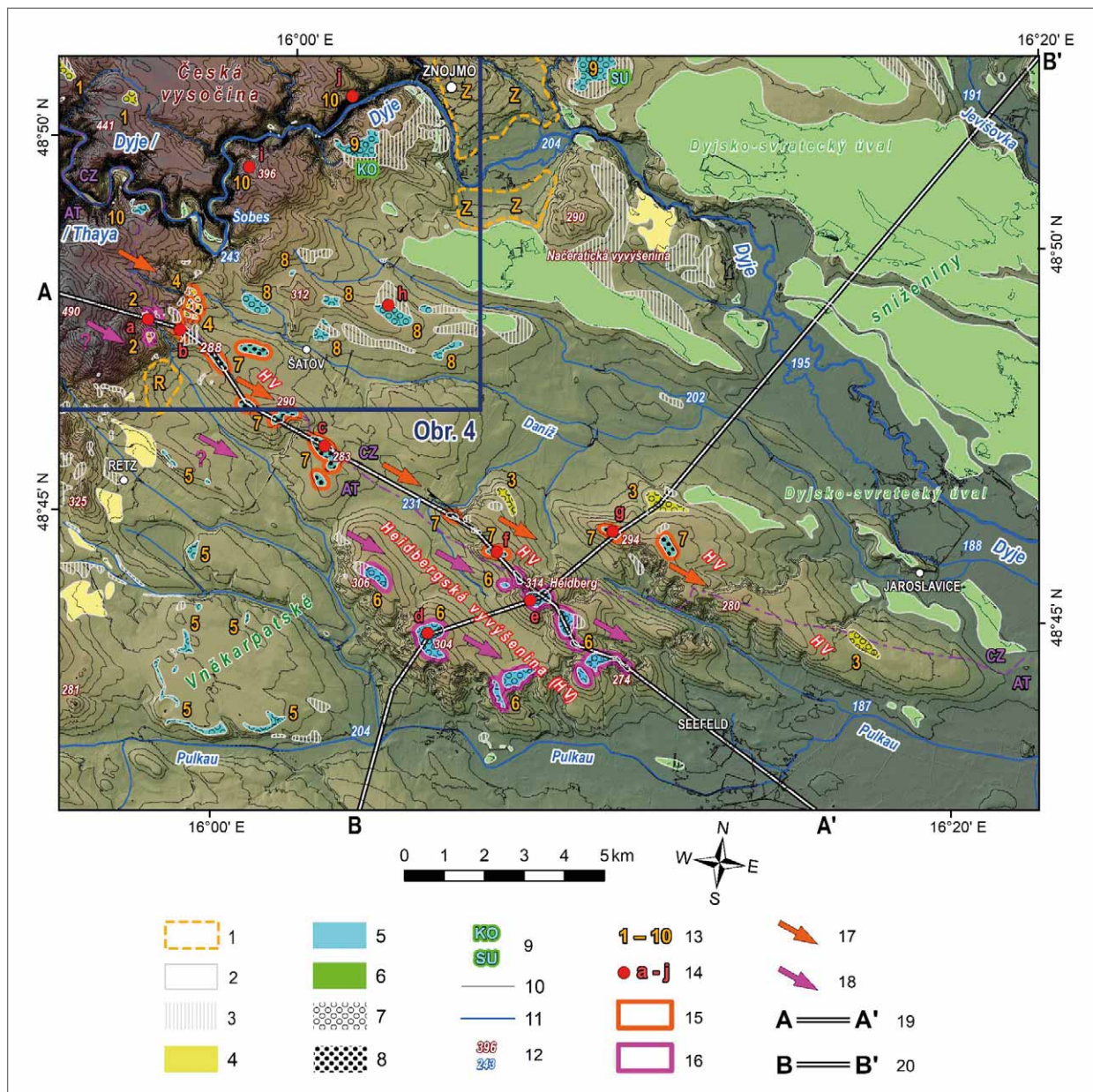


pouze málo informací. Skutečná oblast se štěrky je větší, než znázornily existující geologické mapy nebo uváděly související vysvětlující texty (obr. 2). V nich bylo stáří severozápadních štěrkových výskytů na základě bezprostřední blízkosti paleontologicky zařazených jemnozrnnějších uloženin, tedy bez přímých stratigrafických dokladů z vlastních štěrků, přisuzováno spodnímu badenu (střední miocén; Čtyroký, Molčíková 1988; Batík 1991; Roetzel et al. 1999), případně nejsvrchnějšímu karpátu (konec spodního miocénu; Čtyroká, Čtyroký 1991; Batík et al. 1995) se vznikem hrubozrnných sedimentů rovněž v mořském prostředí. Náš nový výzkum těchto „rozvodních štěrků“ na povrchu karpatské předhlubně zahrnoval, kromě celkového vymezení jejich prostorového rozšíření, také základní petrografické zhodnocení, stanovení jejich polohy v reliéfu a zasazení do vývojového kontextu s dalšími štěrkovými uloženinami v okolí. Hlavním cílem bylo podpořit nebo revidovat dosud uvažovanou genezi a stratigrafickou pozici hrubých klastik, i ve vztahu k nově zjištěným výskytům. Studovaný prostor má složitý geologický i geomorfologický charakter,



ve vyšší výškové poloze (štěrk, písek, prach, jíl); 10 – fluviaální holocénní sediment širokých údolních niv (štěrk, písek, prach, jíl); 11 – zlom; 12 – předpokládaná hranice mezi souvrstvími karpátu a spodního badenu karpatské předhlubně v oblasti výskytu rozvodního štěrku; 13 – hluboký vrt vrstvami karpátu; 14 – vodní tok. Zkoumané štěrkové výskytu při rozvodí Dyje a Pulkau: 15 – na okrajovém svahu Českého masivu; na povrchu karpatské předhlubně (16 – uvažovaného spodnobadenského nebo svrchnokarpatského stáří; Batík 1991; Batík et al. 1995; Roetzel et al. 1999; 17 – uvažovaného pliocenního stáří; Roetzel 2007; R. Roetzel, úst. sděl.; 18 – nově zjištěný výskyt). KU – vltavínonosný štěrkový sediment na návrší u Kuchařovic; TE – štěrkový sediment na návrší u Těšetic, dosud bez nálezu vltavínu. Šobes – anomální zakleslý meandr řeky Dyje v místě výrazné změny směru jejího toku v těsné blízkosti okraje Českého masivu.

Fig. 2: Geological schema of the study area, based on the map after Schnabel et al. (2002). Bohemian Massif: 1 – Moldanubicum: metamorphic rocks; 2 – Dyje/Thaya Massif: magmatic rocks (granite to granodiorite, equivalents in veins); 3 – Moravicum: metamorphic rocks. Western Carpathians, Carpathian Foredeep (gravel, sand, silt, clay), Lower Miocene: 4 – Eggenburgian; 5 – Otnangian; 6 – Karpatian; Middle Miocene: 7 – lower Badenian; 8 – fluvial sediment (gravel, sand) deposited within Middle Miocene–Pliocene transition period, locally covering sediments of the Carpathian Foredeep; 9 – fluvial or lacustrine Quaternary sediment in a higher elevation setting (gravel, sand, silt, clay); 10 – fluvial Holocene sediment in wide alluvial plain (gravel, sand, silt, clay); 11 – fault; 12 – supposed boundary between sequences of Karpatian and Lower Badenian in the Carpathian Foredeep in the watershed area with gravel; 13 – deep borehole through layers of Karpatian; 14 – stream. Studied gravel occurrence at the Dyje–Pulkau watershed: 15 – on marginal slope of the Bohemian Massif; on surface of the Carpathian Foredeep (16 – of assumed lower Badenian or upper Karpatian age; Batík 1991; Batík et al. 1995; Roetzel et al. 1999; 17 – assumed Pliocene age; Roetzel 2007; R. Roetzel pers. comm.; 18 – newly detected occurrence. KU – moldavite-bearing deposit on the summit near Kuchařovice; TE – gravel on the summit near Těšetice, to date without any finding of moldavite. Šobes – anomalous incised meander of the Dyje river close to margin of the Bohemian Massif, where the stream direction abruptly changes.



Obr. 3: Klasifikace štěrkových výskytů (plochy ohraničené bílými liniemi) na základě zvolených geologických a geomorfologických kritérií. Stínovaný topografický podklad byl vytvořen ze spojených dat českého a rakouského výškového modelu povrchu (Cuzk.cz 2020, Data.gv.at 2020). 1 – dosud sedimentárně ne plně rozčleněná složitá část oblasti: R – u Retzbachu, Z – ve Znojme; 2 – výskyt na subhorizontálním povrchu; 3 – výskyt na svahu; 4 – výskyt z miocenního období (karpatská předhlubeň); 5 – výskyt z přechodného období střední miocén–pliocén; 6 – výskyt z kvartérního období; 7 – výskyt monomiktního sedimentu (dominance křemenem bohatých hornin); 8 – výskyt polymiktního sedimentu (přítomnost křemenem bohatých i vyvřelých hornin); 9 – vltavínonosná lokalita ve vrcholové poloze: KO – u Konic, SU – u Suchohrdel; 10 – vrstevnice (interval 10 m); 11 – vodní tok; 12 – výšková úroveň (m n. m.) vrcholového povrchu / dna údolí; 13 – rozlišené kategorie subhorizontálních výskytů štěrkových sedimentů (tab. 1); 14 – lokality petrografických analýz rozvodního štěrku (tab. 2); 15 – výskyt rozvodního štěrku s podstatným podílem hornin dyjského masivu; 16 – výskyt rozvodního štěrku s dominancí křemenem bohatých hornin; 17 – možný původní směr transportu rozvodního štěrku s podstatným podílem hornin dyjského masivu; 18 – možný původní směr transportu rozvodního štěrku s dominujícími křemenem bohatými horninami; 19 – podélný topograficko-geologický profil pásem výskytů rozvodního štěrku (obr. 5); 20 – topograficko-geologický profil příčný k pásu výskytů rozvodního štěrku (obr. 5).

Fig. 3: Classification of gravel occurrences (areas outlined with white lines) based on selected geological and geomorphological criteria. The hillshade topographic background was created from the merged Czech and Austrian surface elevation model data (Cuzk.cz 2020, Data.gv.at 2020). 1 – complex subarea of not complete sediment-differentiation: R – near Retzbach, Z – in Znojmo; 2 – occurrence on subhorizontal surface; 3 – occurrence on slope; 4 – occurrence from Miocene period (Carpathian Foredeep); 5 – occurrence from Middle Miocene–Pliocene transition period; 6 – occurrence from Quaternary period; 7 – occurrence of monomict sediment (dominance of quartz-rich rocks); 8 – occurrence of polymict sediment (presence of both quartz-rich and igneous rocks). 9 – moldavite-bearing depositional site in summit location: KO – near Konice, SU – near Suchohrdel; 10 – contour line (interval 10 m); 11 – stream; 12 – elevation level (m a. s. l.) of summit surface / valley floor; 13 – differentiated categories of subhorizontal gravel occurrences (Tab. 1); 14 – sites of gravel petrography analysis (Tab. 2); 15 – gravel site at the watershed with



ortoruly). Stáří krystalinických hornin je proterozoické až spodnopaleozoické (Batík 1991; Batík et al. 1995; Roetzel et al. 1999, 2004; Schnabel et al. 2002). V karpatské předhlubni se ukládaly převážně klastické mořské a brakické sledy několika miocenních stupňů, oddělené hiáty. Nejhrubší jsou příbojové facie první transgrese přes Český masiv (eggenburg) s balvany, šterky a hrubozrnnými písky, zachované při jeho okraji. Menší podíly šterku vznikly i v následujících stupních ottang, karpat a spodní baden s převahou písků, prachů nebo jílu, uložených již bez přímého vztahu k podložnímu reliéfu krystalinika (Batík 1977; Čtyroký 1978a, 1978b; Batík et al. 1982; Čtyroký et al. 1987, 1990; Zeman 1979; Zeman et al. 1987; Roetzel 1996, 1998, 2007; Roetzel et al. 1999; 2004). Šterky a jemnozrnnější klastika, vzniklé v mladších suchozemských sedimentárních fázích středního miocénu až kvartéru, jsou dnes zachovány na obou hlavních podložních jednotkách, s větším rozšířením v prostoru karpatské předhlubně (Zeman 1974; Janoščík 1975; Dornič, Zeman 1978; Karárek 1985; Brzák 1996; Hubatka 1997, 1998; Roetzel et al. 2004; Roetzel 2007). Rozhraní mezi Českým masivem a karpatskou předhlubní probíhá podél waitzendorfského zlomu směru SV–JZ (obr. 2), vývojově považovaného za součást neotektonicky reaktivované zóny řídicího zlomu diendorfského (Roetzel 1996; Decker 1999; Roštínský, Roetzel 2005).

### Geomorfologické poměry území

Povrch Českého masivu se vzhledem k povrchu karpatské předhlubně zvedá až 200 m vysokým „okrajovým svahelem“ (obr. 3, 4) podél poruch waitzendorfského zlomu. Ve vyšším zarovnaném reliéfu (Česká vysočina) vyhloubily řeka Dyje s přítoky meandrující, ve spodních částech sevřená údolí. V nižším reliéfu (Vněkarpatské sníženiny) vznikla převážně údolí mělká a širší. Většina výskytů rozvodních šterků se shoduje s plochými částmi temen několika hřbetů protažených ZSZ–VJV až SZ–JV v rámci vyššího segmentu povrchu, pro účely této práce označeného podle nejvyššího vrcholu „Heidbergská vyvýšenina“. Nachází se na okraji jz. části karpatské předhlubně s dosti členitým povrchem, geomorfologickým charakterem odlišným oproti povrchu celkově nižšího Dyjsko-svrateckého úvalu v sv. části znázorněné oblasti s převažujícími subhorizontálními úrovněmi na akumulacích kvartérních říčních sedimentů.

### Metodika výzkumu šterků

Náš nový podrobný průzkum území nezjistil žádný aktuálně odkrytý profil rozvodními šterky, umožňující přímo studovat jejich genezi a stratigrafickou pozici. V okolní karpatské předhlubni i na přilehlém okraji Českého masivu se však v různých geomorfologických polohách nacházejí jiné šterkové sedimenty, příbuzné rozvodním šterkům podobným petrografickým složením,

způsobem vzniku, případně i jako možné původní zdroje jejich materiálu. Stratigrafická pozice některých z těchto „příbuzných šterků“ byla již stanovena spolehlivěji. V nižších polohách Heidbergské vyvýšeniny se navíc nacházejí šterky bez jasných vztahů k sedimentům na rozvodí.

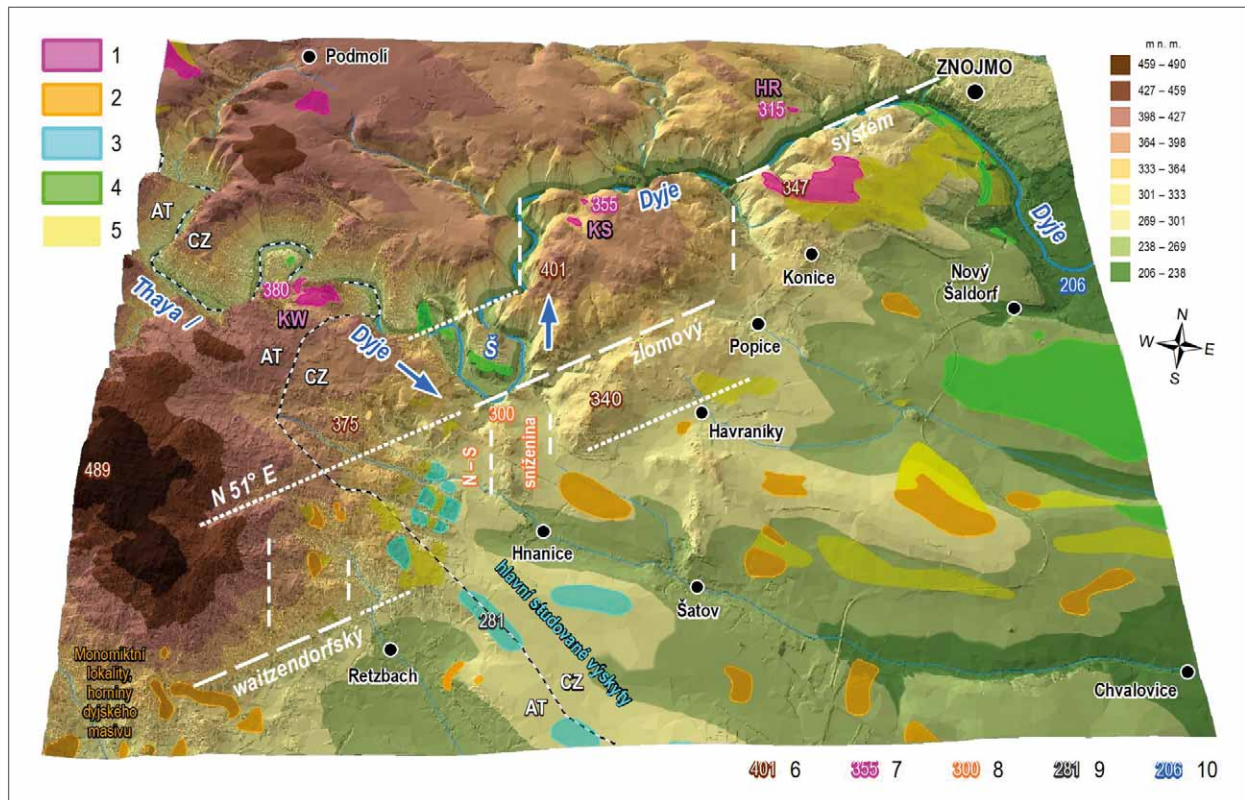
Rozvodní šterky jsou na povrchu místy koncentrovány v podobě kamenné dlažby, často se však nacházejí pouze jako roztroušené valouny. Kromě analýzy petrografického složení šterkové frakce > 2 cm na významných lokalitách s hojným výskytem bylo proto potřebné i zhodnocení jejich geomorfologické polohy, zejména výšky a sklonu povrchu při rozvodí i v blízkém okolí. Podkladový digitální model reliéfu byl vytvořen ze sloučených výškových dat českého a rakouského leteckého laserového skenování (Cuzk.cz 2020 / grid 5 × 5 m; Data.gv.at 2020 / grid 10 × 10 m). Obdobně petrograficky a geomorfologicky bylo posouzeno i několik důležitých šterkových lokalit mimo rozvodí Dyje a Pulkau. Celkem bylo analyzováno 10 míst, která spolu s již existujícími poznatky poskytla důležité nepřímé indicie pro navrženou vzájemnou stratigrafickou pozici více skupin klastických uloženin včetně rozvodních. Blízké subhorizontální výskytů rozvodních a příbuzných šterků se sklonem povrchu < 3°, podobné z geologických a geomorfologických hledisek, jsme na základě více kritérií sloučili do kategorií uvedených v tabelárním přehledu a zobrazených v klasifikační mapě. Obě přílohy byly využity při srovnání základních vlastností hrubozrnných rozvodních a příbuzných sedimentů a k určení pravděpodobných transportních směrů ze zdrojových oblastí pro některé z nich, což umožnilo navrhnout základní způsob jejich vzniku a stratigrafickou pozici v rámci depozičního systému zkoumané oblasti.

### Výsledky

V oblasti bylo nově rozlišeno 10 kategorií výskytů rozvodních, příbuzných a blízkých šterků, lišících se geomorfologickou polohou, petrografickým složením nebo podíly zastoupených hornin v klastickém materiálu (obr. 3, tab. 1, 2). Kategorie 1, 2, 4, 9, 10 jsou situovány na Českém masivu nebo jeho okraji, kategorie 3, 5, 6, 7, 8 v oblasti karpatské předhlubně. Při vymezování kategorií bylo zohledněno, že v území se nacházejí dva hlavní petrografické druhy šterků: monomiktní, ve smyslu dominujícího obsahu křemenem bohatých (minerálně zralých) hornin, zejména křemene a kvarcitu, a polymiktní, které kromě křemenem bohatého materiálu obsahují i větší podíl klastů minerálně méně zralých hornin, především granitoidních z dyjského masivu.

Rozvodní šterky na Heidbergské vyvýšenině s běžnou max. velikostí valounů 10–15 cm se nacházejí ve dvou blízkých dílčích pruzích protažených ve směru ZSZ–VJV v obdobných geomorfologických polohách, avšak petrograficky vzájemně odlišných (obr. 3, 5, tab. 2). Jižní pruh v nadmořských výškách 255–315 m, dlouhý

substantial portion of the Dyje Massif rocks; 16 – gravel site at the watershed with dominance of quartz-rich rocks; 17 – possible original transport direction of gravel at the watershed with substantial portion of the Dyje Massif rocks; 18 – possible original transport direction of gravel at the watershed with dominant quartz-rich rocks; 19 – longitudinal cross-section along belt of gravel occurrences at the watershed (Fig. 5); 20 – cross section transverse to belt of gravel occurrences at the watershed (Fig. 5).



Obr. 4: Perspektivní výškový model reliéfu v okolí meandru Šobes (Š) na řece Dyji (Thaya) s výskyty štěrkových sedimentů klasifikovaných podle vztahů k topografii a míry jejich petrografické různorodosti. Povrchové rozhraní mezi Českým masivem a karpatskou předhlubní je vytvořeno podél waitzendorfského zlomu, charakteristického systémem dvou souborů rovnoběžných lineárních prvků (bílé linie) orientovaných SV-JZ (hlavní směr zlomu) a S-J (podřízený směr v rámci vnitřní struktury zlomu). 1 – vyšší subhorizontální monomiktní poloha, křemenem bohaté horniny; 2 – střední subhorizontální monomiktní poloha, křemenem bohaté horniny; 3 – střední subhorizontální polymiktní poloha, přítomnost hornin dyjského masivu; 4 – nižší subhorizontální polymiktní poloha, podstatný podíl hornin moravika; 5 – poloha na svahu, bez upřesněného petrografického složení. Výškové údaje (m n. m.): 6 – výška temenního povrchu; 7 – průměrná výška vysokých fluvialních štěrkových lokality v údolí Dyje (KW – Kirchenwald, KS – Krejčího stezka, HR – jihozápadně od Hradiště); 8 – výška sedla jižně od meandru Šobes; 9 – výšková poloha rozvodních štěrku v oblasti karpatské předhlubně v blízkosti Českého masivu; 10 – výška údolního dna.

Fig. 4: Perspective height model of the area surrounding the Šobes meander (Š) of the Dyje (Thaya) river, along with gravel occurrences classified by relationships to topography and their petrographic diversity. The Bohemian Massif – Carpathian Foredeep boundary has developed along the Waitzendorf fault, characterized by a system of two sets of parallel linear elements (white lines) trending NE-SW (leading fault direction) and N-S (subordinate direction within internal fault structure). 1 – higher subhorizontal setting, monomict, quartz-rich rocks; 2 – middle subhorizontal setting, monomict, quartz-rich rocks; 3 – middle subhorizontal setting, polymict, presence of the Dyje Massif rocks; 4 – lower subhorizontal setting, polymict, substantial portion of the Moravicum rocks; 5 – slope setting, without petrographic specification. Altitude indicators (m a. s.): 6 – summit surface elevation; 7 – mean elevation of high fluvial gravel site within the Dyje river valley (KW – Kirchenwald, KS – Krejčího stezka, HR – southwest of Hradiště); 8 – elevation of saddle south of the Šobes meander; 9 – height of gravel at the watershed in the Carpathian Foredeep area near the Bohemian Massif; 10 – valley floor elevation. N-S – small depression south of the Šobes meander with the bottom located lower than high gravel occurrences in down-valley of the Dyje river; its genesis is yet unknown.

> 7 km a široký > 3 km, zahrnuje pouze monomiktní výskyty (kategorie 6 / petrograficky zkoumané lokality d, e). Severní pruh ve výškách 265–295 m n. m., o rozměrech 13 × 2 km, je naopak tvořen polymiktními výskyty (kategorie 7 / lokality c, f, g; ojedinělé valouny granitoidů se v ornici vyskytují i v. od kóty 280 m V Pustinách). Dvě petrograficky vzájemně odlišné kategorie štěrku podobných rozvodním se zachovaly také na okrajovém svahu (kat. 2 / lok. a versus kat. 4 / lok. b). Ostatní příbuzné štěrky (kat. 1, 5, 8, 9, 10) jsou na základě dřívějších poznatků nebo nových petrografických zjištění (lok. h, i, j) monomiktní, buď téměř výhradně tvořené křemenem a kvarcitem nebo obsahující podíl minerálně méně zralých hornin do 10%.

## Diskuze

Zatímco pro stanovení pravděpodobné spodní stratigrafické hranice uložení rozvodních štěrku na Heidebergské vyvýšenině jsou důležité prostorové vztahy mezi sedimentárními útvary v oblasti karpatské předhlubně, pro jeho možnou svrchní hranici naopak sedimentární a geomorfologické poměry tektonicky podmíněného okraje Českého masivu. Zohledněn byl charakter všech 10 vymezených štěrkových kategorií i některé poznatky z dalších oblastí v blízkém okolí.

Významné pro posouzení geneze a stratigrafické pozice rozvodních štěrku jsou existující tvar jejich dvou petrograficky odlišných pruhů a poměrně ostrý přechod



mezi nimi. Dosti protáhlý tvar a pokračování pruhu polymiktních výskytnů kat. 7 k ZSZ až k úpatí okrajového svahu ukazuje na jednosměrný proudový charakter ukládání materiálu v systému souběžném s protažením výskytnů odlišné kat. 6. Na Heidbergské vyvýšenině se také nevyskytují doklady toho, že by přechod mezi oběma pruhy mohl být tektonického původu a odděloval v úrovni dnešního povrchu petrograficky odlišné horizonty uložené původně v různých hloubkách.

Informace o pravděpodobné stratigrafické pozici sedimentů svrchní části vlastní karpatské předhlubně v prostoru Heidbergské vyvýšeniny nebyly v geologických mapách a doprovodných textech jednotné. V severozápadní části této oblasti se jejich autoři většinou přiklání ke spodnobadenskému stáří uloženin (např. Batík 1977; Batík et al. 1982; Roetzel et al. 1999, 2004), přednostně uváděnému v dalších částech této práce, zjištěny však byly mikropaleontologické indicie podporující spíše jednotné zařazení sedimentů celého území vyvýšeniny do (svrchního) karpátu (Čtyroká, Čtyroký 1991; Batík et al. 1995). V případě spodnobadenského stáří uloženin v sz. části dnešní pánve by byla povrchová šterková kat. 7 s běžnou velikostí klastů 10–15 cm rozšířena jako stratigraficky samostatná poloha napříč podložní hranicí

spodní baden–karpát (obr. 2). Názor o příslušnosti povrchových hrubozrnných sedimentů k vrstevnímu sledu vlastní karpatské předhlubně není rovněž podpořen přítomností obdobných horizontů v hlubších částech pánve na JV. Ve 142 m mocném miocenním sledu vrtu HV-1 v Hatích (Kuklová, Vilšer 1969) byly zastiženy výhradně jemnozrnnější jíly a jílovité břidlice s místní příměsí písku. Na jiných lokalitách karpátu na Moravě byly šterky zjištěny jen podřadně v polohách o mocnosti do 1 m, a to pouze křemenné (Batík et al. 1982). K takovým místům nejspíše patří i lokality roztroušených šterků kat. 3. Ze stejných důvodů není také spolehlivým údajem navrhované karpatské stáří blízkých, v nižších nadmořských výškách (225–250 m) jz. od Heidbergské vyvýšeniny zachovaných šterků kat. 5, místy zakrytých kvartérní spraší (Roetzel 1998). Křemenem bohatý materiál, doplněný malým podílem granitoidních hornin, řadí složení tamních hrubozrnných sedimentů na pomezí šterků monomiktních a polymiktních. Klasty o velikosti srovnatelné s rozvodními šterky nejspíše překrývají starší jemnozrnné sedimenty karpatské předhlubně více stupňů (eggenburg, ottang, karpát), a jsou tedy mladší.

Charakter rozvodních šterků kat. 7 na temeni česko-rakouského hraničního hřbetu j. od Šatova (např. lok. c)

Tab. 1: Kategorie rozvodních a příbuzných šterkových výskytnů na subhorizontálních površích, vyčleněné s ohledem na geomorfologickou polohu, petrografické složení a předpokládané stratigrafické zařazení sedimentů. Stratigrafické kritérium bylo využito pro pořadí kategorií.

Tab. 1: Categories of watershed and related gravel occurrences on subhorizontal land surfaces, differentiated based on geomorphological setting, petrographic composition and assumed stratigraphy of deposits. The stratigraphic criterion was used for ordination of the categories.

Číslo kategorie	Převažující geomorfologická poloha	Výška (m n. m.)	Možné stratigrafické zařazení	Běžná maximální velikost klastů (cm)	Odkazy na předchozí výzkumy; autoři = nově zjištěné výskyty
1	mírně se sklánějící zarovnané vrcholové povrchy České vysočiny	410–420	miocén–pliocén	10–15	Batík (1991); Roetzel et al. (2004); autoři
2	subhorizontální povrchy na stupňovitém okrajovém svahu České vysočiny – jihozápad	350–370	ottang	5–10	Roetzel et al. (1999); autoři
3	povrchy nižších severovýchodních výběžků Heidbergské vyvýšeniny	240–255	karpát	5–10	Špalek (1937); autoři
4	subhorizontální povrchy na stupňovitém okrajovém svahu České vysočiny – severovýchod	280–335	spodní baden nebo svrchní karpát, bazální člen	15–20	Batík (1991); Roetzel et al. (1999); autoři
5	nižší ploché, erozním rozčleněním omezené povrchy Vněkarpatských sníženin	225–250	střední miocén–pliocén	10–15	Roetzel (1998); Roetzel et al. (1999)
6	temenní povrchy Heidbergské vyvýšeniny – jižní část	255–315	střední miocén–pliocén	10–15	Roetzel (2007); autoři
7	temenní povrchy Heidbergské vyvýšeniny – severní část	265–295	střední miocén–pliocén	10–15	Špalek (1937); Roetzel et al. (1999); autoři
8	ploché povrchy na mírně zvláňném okraji Vněkarpatských sníženin	245–285	střední miocén–pliocén	5–10	Batík (1977); Roetzel et al. (1999); autoři
9	temenní povrchy vyvýšenin v rámci složitě okrajového svahu České vysočiny	290–345	střední miocén–pliocén	5–10	Batík (1977); Čtyroký (1978); Hubatka (1998); Houzar, Šmerda (2016)
10	vysoké povrchy v údolí řeky Dyje zahloubeném do okraje České vysočiny	315–385	pliocén	10–15	Roetzel et al. (2004); autoři

je také pouze částečně blízký „bazálnímu a okrajovým šterkům“ uvažovaného mořského spodního badenu, popsání v rámci maximálně 10 m mocné sekvence severněji v nedalekém nižším terénu podél toku Daníže (např. Batík et al. 1982). Rozvodní šterky mají podobné petrografické složení (převaha křemenem bohatých hornin, významný podíl granitoidních hornin z dyjského masivu, občasná přítomnost pískovce, mnohdy limonitického, železitých kongrecí a úlomků ústřic, korálů nebo lasturnatého vápence). V jiných ohledech se však od sedimentů v okolí Daníže liší. Neobsahují velký podíl jemnějšího písku, který se u Daníže spolu se šterky hojně vyskytuje, mnohdy ve zvrstvené podobě. Jejich valouny jsou mnohem větší (max. 15 cm, ojediněle až 20 cm) oproti těm udávaným u Daníže (3 cm), což v prostoru vzdálenějším od původního pobřeží nasvědčuje spíše jejich delšímu transportu koncentrovaným suchozemským proudem s větší energií než přínosu mořskými příbřežními proudy. Oproti nedokonale, místy málo opracovaným klastům v okolí Daníže, je většina valounů při rozvodí dobře zaoblená a původ menšího podílu ostrohranného materiálu je možno hledat v blízkých erodovaných vrstvách podložní karpatské předhlubně, pravděpodobně více stratigrafických úrovní. Závalky (kusy) jílu, občas s diatomovou flórou řazenou do karpátu, nebyly na žádné šterkové lokalitě kat. 7 zjištěny, vyskytovat se však i při rozvodí mohou. Charakter rozvodních šterků tak nasvědčuje jejich pozdějšímu původu, jen s místním přimícháním staršího (spodnobadenského) pánevního materiálu do jejich hmoty.

Na geologických mapách nebo v jejich vysvětlivkách byly zařazeny do spodního badenu šterky jak ve spodní části okrajového svahu, kde místy nasedají přímo na krystalinikum, tak na rozvodních plošinách na povrchu přilehlé karpatské předhlubně (Batík 1991; Batík et al. 1995; Roetzel et al. 1999, 2004). Nová petrografická analýza však v obou místech ukázala výrazněji odlišné složení materiálu, což opravňuje zařadit je do jiných kategorií i ze sedimentárního hlediska. Výše zachovaná kat. 4 na svahu (převážně > 300 m n. m., lok. b) zahrnuje výskyty se značným množstvím velkých zaoblených valounů granitoidních hornin a minimem menších klastů kvarcitu, což ukazuje na velký podíl materiálu lokálního mořského abrazního původu a pouze malý přínos hmoty z jiného zdroje ve větší vzdálenosti. Významná část křemenných valounů může pocházet z místních žilných hornin, které se v dyjském masivu často nacházejí. Naopak níže položená kat. 7 v pánvi (většinou 270–290 m n. m., lok. c) s vyrovnanějším podílem klastů kvarcitu a celkově menších klastů granitoidů svědčí o větší vzdálenosti zdrojové oblasti krystalinického materiálu i významnějším přínosu

valounů křemenem bohatých hornin z jiných míst. Klasty mohly pocházet ze starších šterkovitých sedimentů sz. okrajové části karpatské předhlubně, včetně erodovaných těles kat. 4 na okrajovém svahu.

Výskyt křemenem bohatých šterků ve střední části okrajového svahu (350–370 m n. m., kat. 2), petrograficky dosti odlišných od materiálu nedaleké kat. 4, může souviset s existencí předpokládaného příčného zlomu směru SZ–JV mezi sedimenty ottnangu a spodního badenu, zčásti pokračujícího i do karpatské předhlubně (Čtyroká, Čtyroký 1991; Roetzel 1998; Roetzel et al. 1999; obr. 2). Pouze nepatrnou přítomností valounů granitoidních hornin se tyto šterky podobají redeponovaným rozvodním uloženinám kat. 6, byť zjištěné klasty jsou celkově menší. Nelze proto vyloučit, že patřily k jedné ze zdrojových oblastí jejich materiálu.

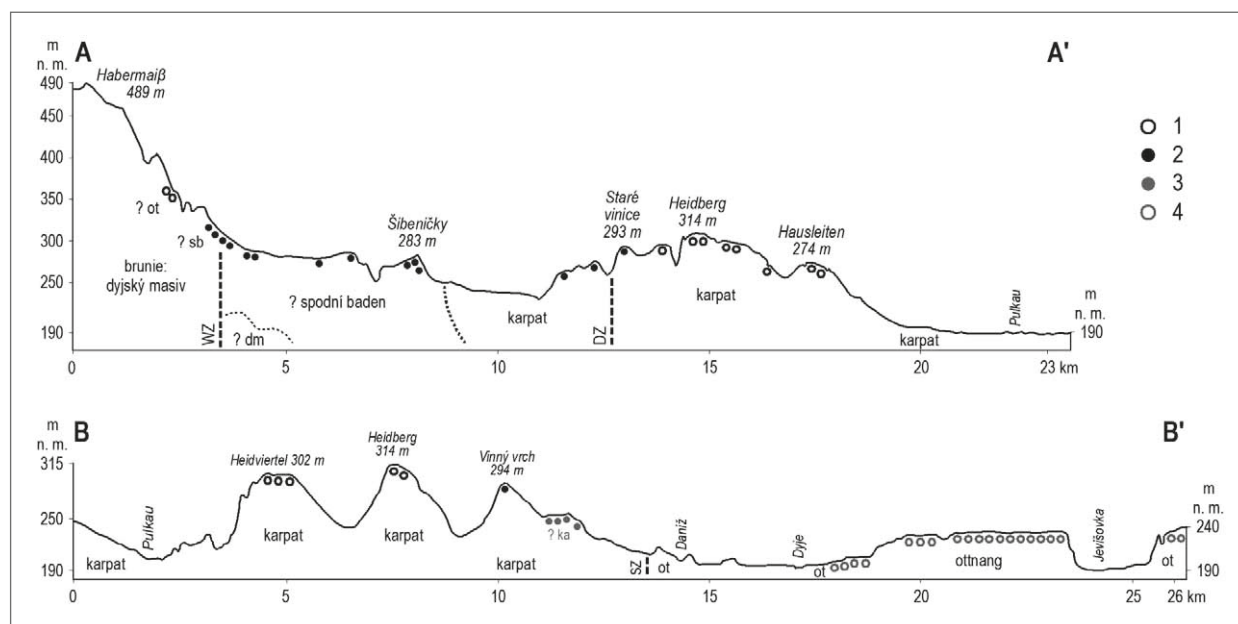
Povaha šterků v nadmořských výškách 245–285 m na úbočích návrší s kótou 312 m Skalky s. od Šatova (kat. 8, lok. h) rovněž ukazuje na uložení v přeplavené poloze. Dominující četné valouny křemenem bohatých hornin o velikosti 5–10 cm, ojediněle až 15 cm, byly zjištěny v místech, kde geologické mapy vyznačily převážně jemnozrnné sedimenty podložního ottnangu nebo spodního badenu (Batík 1977; Roetzel et al. 1999).

Petrograficky i zrnitostně podobným typem sedimentů ke kat. 8 jsou výše položené šterky na temenech okrajových vyvýšenin České vysočiny v blízkosti Znojma (290–345 m n. m., kat. 9). Na jihozápadě u Konic je v odkryvu sedimentologicky a petrograficky zkoumal Nehyba (2000). Zjistil značnou dominanci křemenných klastů z rozplavených starších sedimentů nebo zvětralin, transportovaných od SZ k JV a uložených v prostředí šterkově dominantní divočící řeky (občasný tok nebo distální část aluviálního kuzele při přechodu do většího toku), odlišném oproti dříve jednotně pro tuto lokalitu uvažovanému prostředí brakickému až sladkovodnímu v eggenburg–ottnangu karpatské předhlubně (Batík 1977; Roetzel et al. 1999). Jak naznačil tamní geofyzikální výzkum (Hubatka 1998), sedimenty tohoto stáří převážně jemnozrnnější frakce (písky) se vyskytují pouze v podloží v části temenních šterků. Na přilehlém okrajovém svahu vycházejí na povrch také jíly. Západní část šterkové

Tab. 2: Petrografické složení klastů (%) vybraných šterkových lokalit (číslo příslušné kategorie – Tab. 1). KP – horniny vzniklé pouze v karpatské předhlubni; ostatní horniny mohou pocházet jak z Českého masivu, tak z redeponovaných vrstev karpatské předhlubně.

Tab. 2: Clast petrography (%) of selected gravel sites (corresponding category No. – Tab. 1). KP – rocks originated only in the Carpathian Foredeep; other rocks can come from both the Bohemian Massif or redeposited layers of the Carpathian Foredeep.

Lokalita (kategorie)	a (2)	b (4)	c (7)	d (6)	e (6)	f (7)	g (7)	h (8)	i (10)	j (10)
křemen	73	41	36	52	30	49	39	16	91	75
vyvrělá nebo žilná hornina	1	55	28	–	2	23	22	–	3	5
kvarcit, občas grafitický	26	4	32	44	60	20	20	84	4	12
rula	–	–	–	–	–	–	–	–	2	3
amfibolit	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2
železitá kongrece (KP)	–	–	3	–	4	3	19	–	–	–
vápenec (KP)	–	–	–	4	2	3	–	–	–	–
pískovec (KP)	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–
rohovec	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–
křemité durickrusta	–	–	–	–	1	–	–	–	–	3



Obr. 5: Podélný (A–A') a příčný (B–B') topograficko-geologický profil pásem štěrkových sedimentů při rozvodí Dyje a Pulkau. Převýšení: 20. Sedimentární horniny v rozvodní oblasti: 1 – štěrky s výraznou dominancí křemenného materiálu; 2 – štěrky s podstatným podílem hornin dyjského masivu. Jiné hrubozrnné sedimenty: 3 – předpokládané mořské štěrky stupně karpát (miocém karpatské předhlubně); 4 – kvartérní říční štěrkopísky. dm – dyjský masiv; ot – ottnang; ka – karpát; sb – spodní baden; WZ – waitzendorský zlom (jihovýchodní linie); DZ – diendorfský zlom (hlavní linie); SZ – slupský zlom.

Fig. 5: Longitudinal (A–A') and transverse (B–B') topographic-geological cross-section through belt of gravel deposits at the Dyje–Pulkau watershed. Exaggeration: 20. Sedimentary rocks in the watershed area: 1 – gravel with high dominance of quartz-rich rocks; 2 – gravel with substantial portion of the Dyje Massif rocks. Other coarse-grained deposits: 3 – assumed marine gravel, Miocene of the Carpathian Foredeep (the Karpatian stage); 4 – fluvial gravel and sand, Quaternary. dm – Dyje Massif; ot – Ottnagian; ka – Karpatian; sb – Lower Badenian; WZ – Waitzendorf fault (southeastern line); DZ – Diendorf fault (main line); SZ – Slup fault.

akumulace leží přímo na horninách dyjského masivu. Výsledky výše uvedeného sedimentologického studia jsou v souladu s nálezy několika vltavínů na okolních površích. Tyto středoevropské tektity s dobou pádu kolem 15 Ma (Houzar, Šmerda 2016), nejspíše až po ústupu moře ze sz. okrajové části karpatské předhlubně nebo i jeho úplném stažení z pánve po poslední transgresi ve spodním badenu, jsou u Konic v nepůvodní přeplavené, tedy mladší poloze. Obdobné štěrky na návrších u Suchohrdel a Kuchařovic sv. od Znojma (obr. 2) jsou vltaviny obohaceny mnohem více (Houzar, Šmerda 2016). Vrty u Kuchařovic přitom zastihly až 38 m mocný sled rovněž různě zrnitých klastik: štěrku, písku a jílu, občas i kaolinitických (Tesařík 1986). Na geologických mapách jsou tamní sedimenty řazeny nejen do spodního miocénu, ale zčásti i do mladšího miocénu až pliocénu (např. Čtyrský 1978b). Povrchové výskyty hrubého štěrku s mladšími vltaviny totiž naznačují vznik sekvence depozic materiálu přineseného z více zdrojů a v různých obdobích. Také nedaleká, křemennými valouny bohatá lokalita u Těšetic (obr. 2) v podobné nadmořské výšce kolem 330 m, dosud naopak bez známého vltavínu, naznačuje, že štěrky ve studované oblasti byly ukládány v rámci více souběžných proudových snosových drah.

Prostorové indicie z území rozvodních štěrku nebo štěrku u Konic ukazují na převažující směr tohoto transportu od ZSZ (obr. 3) nebo SZ z území dnes vyššího zarovnaného, mírně k JV se sklánějícího temenního

povrchu Českého masivu. V této oblasti se ve studované ploše nachází několik zbytků monomiktických štěrku v nadmořských výškách 410–420 m (obr. 3, kat. 1). Větší počet dalších štěrkových poloh, často v rámci mocnějších sledů i s vrstvami jemnozrnnějších sedimentů, se zachoval až do nadmořských výšek > 450 m dále k SZ, S i SV. Jsou tam považovány za brakické nebo sladkovodní uloženy ottnangu (Čtyrský, Molčíková 1988; Batík 1991; Roetzel et al. 1999, 2004) a mohly být jedním ze zdrojů materiálu mladších, níže položených hrubozrnných sedimentů na VJV a JV (rozvodní kat. 6 a 7 i příbuzné kat. 8, 9, případně 5; srov. také Nehyba 2000; Nehyba et al. 2019). Zmíněné kategorie sedimentárních výskytů se jeví být geneticky podobné, mohly však být uloženy i v mírně odlišných obdobích.

Uvedené doklady dosti rozšířených redepozičních procesů, erozně redukcí sedimentární pokrivy v dřívě mnohem rozšířenější sz. části karpatské předhlubně, ukazují na pozdější vznik nově se vytvářejících akumulací nad podložními jemnozrnnějšími sedimentárními sledy v regresní nebo mladší, plně kontinentální fázi vývoje této pánve říčními pochody, postupně nahrazujícími pochody mořské. Rovněž reliktní štěrky při rozvodí Dyje a Pulkau se jeví být ze stratigrafického hlediska uloženy až po ukončení poslední depoziční vývojové etapy ve spodním badenu. Jejich dvě blízké, petrograficky odlišné kategorie v obdobné stratigrafické i geomorfologické pozici,

mohly být i součástí laterálně sousedících sedimentárních vějířů dvou divočících toků (srov. Nemeč, Steel 1988).

Dnes se miocenní sedimenty karpatské předhlubně v zájmové oblasti nacházejí ve dvou rozdílných hlavních výškových úrovních, mezi kterými je situován waitzendorfský zlom (obr. 3, 4): ve vyšší na povrchu Českého masivu (> 400 m n. m.) a nižší na povrchu karpatské předhlubně (většinou < 300 m n. m.). Zlomový systém je tvořen lineárními prvky řídicího směru SV–JZ a přídruženého S–J, predisponovanými spodnomiocenní tektonikou (Roetzel 1996; Decker 1999). Prvky obou směrů se dnes významně uplatňují jak v reliéfu okrajového svahu, rozčleněného do soustavy bloků s nestejně vysokými temenními povrchy, tak v půdorysu údolní sítě Dyje včetně meandru Šobes, kterým řeka výrazně mění svůj směr ze směru SZ–JV na J–S. Severozápadní omezení pruhu šterkových výskytů kat. 7, ale i kat. 8 a zčásti kat. 9 v blízkosti nebo v rámci okrajového svahu naznačují, že již při jejich ukládání a především v následujícím období došlo k nové tektonické aktivitě tohoto příčně probíhajícího poruchového systému, vedoucí k výškovému rozrůznění původně souvislého povrchu a postupnému přerušení dřívějších průběžných snosových drah. Miocenní sedimenty ve zvedaném vyšším sz. území byly ve srovnání s nižším jv. územím silněji erodovány. Mohly se zprvu hromadit při vyústěních dílčích proudů při úpatí okrajového svahu a podpořit tam rozvoj říčních vějířových systémů dotací hrubozrnnějším materiálem.

V souvislosti s pozdějšími fázemi této tektonické vývojové etapy se na okraji Českého masivu vytvářelo údolí Dyje. Počátek celkového zahlubování řeky, které probíhá do současnosti, je s ohledem na morfologii údolí a výškovou polohu úrovní zachovaných fluviálních sedimentů jak v údolí, tak v nižším předpolí Českého masivu předpokládán v období (spodního) pliocénu (Brzák 1996; Roetzel et al. 2004). V mělkých horních částech údolí byly ukládány monomiktní šterkovité sedimenty, ovšem s malým podílem valounů hornin vzdálenějšího moravika (kat. 10, lok. i, j; zachovány v nadmořských výškách 310–385 m), což již ukazuje na obnažení této jednotky Českého masivu zpod miocenních sekvencí při okraji karpatské předhlubně. Podíl klastů z moravika v říčním materiálu se později významně zvýšil v polymiktních kvartérních akumulacích dolních sevřených částí údolí, petrograficky obdobných nižším fluviálním uloženinám Dyje v předpolí Českého masivu. Rozvodní šterky (kat. 6, 7) i šterky v okolí Šatova (kat. 8) valouny moravika neobsahují. To podporuje názor, že tyto sedimenty jsou starší a byly ze stratigrafického hlediska uloženy před počátkem zahlubování řeky do výrazného údolí, nejspíše během části časového úseku střední miocén–(spodní) pliocén. Pliocenní stáří dvou dříve zaznačených lokalit šterky v okolí nejvyššího vrcholu Heidbergské vyvýšeniny bylo preferováno v jedné z geologických map (Roetzel 2007; obr. 2).

S ohledem na geomorfologickou pozici i navrženou genezi a stratigrafii rozvodních šterků zůstává zcela nevyjasněný vznik dvou specifických jevů při okrajích pásu jejich výskytu. Na severozápadě je v rámci okrajového

svahu vytvořena složitá malá, severojižně protažená sníženina o hloubce až > 40 m mezi meandrem Šobes, zakleslým v horninách Českého masivu, a okrajem karpatské předhlubně (obr. 4). Přítomné sedlo ve výšce 300 m n. m. se nachází v nižší poloze než zachované šterky kat. 10 v širší horní části průlomového úseku údolí Dyje směrem ke Znojmu (310–360 m n. m.). V případě existence sníženiny již v době zahloubení údolí do úrovně těchto šterků by řeka ze spádových důvodů odtékala j. směrem přímo do oblasti karpatské předhlubně a nikoliv k S. Na okraji pánve však stratigraficky a petrograficky odpovídající sedimenty s valouny hornin moravika nebyly zjištěny; řídky se vyskytující valouny metamorfítů v bazálních a okrajových štercích podél Daniže, zmiňované Batikem et al. (1982), se nacházejí v sedimentech uložených před vznikem zahloubeného údolí Dyje. Je možné, že snížený tvar u Šobesu vznikl již v rámci krystalinického podloží při dřívější tektonické fázi ve spodním miocénu a byl následně překryt mocnějším sledem (> 100 m) mladších sedimentů karpatské předhlubně až do úrovně vyvýšenin okolního reliéfu. Při reaktivaci zlomového systému tak spádový gradient směrem k J nebyl vytvořen a dnešní topografické poměry se vyvinuly až po vzniku údolního úseku řeky Dyje směrem ke Znojmu exhumací podloží zpod slabě zpevněné sedimentární výplně. Není však zatím ani vyloučeno, že dno sníženiny se do dnešní výškové pozice dostalo spolupůsobením mladých tektonických poklesů až po zařiznutí řeky do nižší sevřené části údolního tvaru v nejmladším období. Také poměrně ostré jv. omezení pásu výskytu rozvodních šterků ve výšce > 80 m nad řekou Pulkau (obr. 1, 3) není dosud zdůvodněno. Pulkau protéká j. od Heidbergské vyvýšeniny 3–5 km širokou sníženinou s plochým dnem, mnohem rozsáhlejší než je velikost údolí řeky výše proti toku. Uplatnění mladých tektonických pohybů při utváření rovněž této sníženiny není dosud vyloučeno.

## Závěr

Rozvodní šterky na Heidbergské vyvýšenině, zahrnující dva pruhy výskytů odlišného horninového složení, byly i na základě významně větší velikosti jejich klastů oproti podložním sedimentům karpatské předhlubně uloženy až po ústupu moře z okraje této pánve ve spodním badenu nebo nejsvrchnějším karpatu (spodní stratigrafický limit depozice rozvodních šterků), pravděpodobně více toky v suchozemském prostředí. Takový vývoj podporuje i existence několika podobných šterkových lokalit v blízkých oblastech. Část šterkového materiálu byla redeponována z erodovaného sz. okrajového segmentu karpatské předhlubně na celkově jemnozrnnější sedimentární polohy blíže středu pánve. Předpokládaný transport šterků ve více přibližně rovnoběžných drahách směřujících převážně k JV až VJV byl ovlivněn a z velké míry přerušen mladou tektonickou aktivitou waitzendorfského zlomového systému při dnešním rozhraní mezi zvedajícím se okrajem Českého masivu a karpatskou předhlubní, která způsobila i odklon odvodňování části území vznikající a postupně se zahlubující řekou Dyjí směrem k S nebo SV do úseku od meandru Šobes ke Znojmu. Předpokládané

pliocenní stáří počátku tvorby výrazného údolí odpovídá svrchnímu stratigrafickému limitu depozice rozvodních štěrků. Tato klastika, uložená v části období střední miocén–spodní pliocén, tak mají jiný původ a menší stáří než bylo zakresleno v dosavadních geologických mapách nebo navrženo v doprovodných textech.

#### *Poděkování*

*Práce vznikla v rámci projektu dlouhodobého koncepčního rozvoje výzkumných organizací – RVO: 68145535 na Ústavu geoniky AV ČR, v. v. i., s podporou Jihomoravského muzea ve Znojmě, p. o. Autoři děkují oběma oponentům za podnětné připomínky, zohledněné v konečné verzi článku.*

#### **Literatura**

- Batík P., Barnet, I., Čtyroký, P., Čurda, J., Havlíček, P., Hazdrová, M., Líbalová, J., Šalanský, K. (1995). Vysvětlivky k Základní geologické mapě ČR 1 : 25 000. List 33-242 Hnanice. – Český geologický ústav. Praha. 27 s.
- Batík, P., Čtyroký, P., Gabriel, M., Holásek, O., Klečák, J., Střída, M., Šalanský, K., Štych, J., Zeman, A. (1982). Vysvětlivky k Základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000. List 34-131 Šatov. – Ústřední ústav geologický. Praha. 72 s.
- Batík, P. red. (1977). Základní geologická mapa ČSSR. List 34-131 Šatov. – Ústřední ústav geologický, Praha.

- Batík, P. red. (1991). Geologická mapa ČR. List 33-242 Hnanice. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Brzák, M. (1996). Geomorfologické problémy Národního parku Podyjí a přilehlého území. – MS, disertační práce. Masarykova univerzita. Brno.
- Cuzk.cz (2020). Digitální model reliéfu České republiky 4. generace. – Dostupné na: [http://geoportal.cuzk.cz/\(S\(zbeq53hvyzjbky-amw5wj3evs\)\)/Default.aspx?head\\_tab=sekce-00-gp&mode=TextMeta&text=uvod\\_uvod&menu=01&news=yes&UvodniStrana=yes](http://geoportal.cuzk.cz/(S(zbeq53hvyzjbky-amw5wj3evs))/Default.aspx?head_tab=sekce-00-gp&mode=TextMeta&text=uvod_uvod&menu=01&news=yes&UvodniStrana=yes), 3. 9. 2020.
- Čtyroký, P., Batík, P., Gabriel, M., Holásek, O., Klečák, J., Libalová, J., Mátl, V., Matějovská, O., Strída, M., Šalanský, K., Štych, J., Zeman, A. (1990). Vysvětlivky k Základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000. List 34-113 Znojmo. – Ústřední ústav geologický. Praha. 80 s.
- Čtyroký, P., Batík, P., Holásek, O., Klečák, J., Mořkovská, V., Šalanský, K., Štych, J., Zeman, A. (1987). Vysvětlivky k Základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000. List 34-133 Hatě. – Ústřední ústav geologický. Praha. 20 s.
- Čtyroký, P. red. (1978a). Základní geologická mapa ČSSR. List 34-133 Hatě. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Čtyroký, P. red. (1978b). Základní geologická mapa ČSSR. List 34-113 Znojmo. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Čtyroká, J., Čtyroký, P. (1991). Zpráva o mapování miocénu na listu 1:50 000 9-Retz. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1990, 34–35.
- Čtyroký, P., Molčíková, V. (1988). Relikty neogénu na krystaliniku Českého masívu na listu Podmolí (33-242). Zprávy o geologických výzkumech v roce 1985, 37–39.
- Data.gv.at (2020). Digitales Geländemodell - 10m Niederösterreich. – Dostupné na: <https://www.data.gv.at/katalog/dataset/land-noe-digitales-hohenmodell-10-m>, 12. 10. 2020.
- Decker, K. (1999). Tektonische Auswertung integrierter geologischer, geophysikalischer, morphologischer und strukturgeologischer Daten (Projekt N-C-036/F/98 Geogenes Naturraumpotential Horn-Hollabrunn). – MS. Geologische Bundesanstalt. Wien.
- Dornič, J., Zeman, A. reds. (1978): Základní geologická mapa ČSSR. List 34-132 Božice. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Earthexplorer.usgs.gov (2017). SRTM 3 Arc – Second Global. – Dostupné na: [Earthexplorer.usgs.gov](http://Earthexplorer.usgs.gov), 7. 6. 2017.
- Houzar, S., Šmerda, J. (2016). Vltavíny v neogenních a pleistocenních štěrcích z okolí Jevišovic na Znojemsku. – Zprávy o geologických výzkumech, 49, 31–35. <http://www.geology.cz/zpravy/cs/obsah/4900>
- Hubatka, F. (1997). Zpráva o geofyzikálním měření na lokalitě Znojmo – Králův stolec. – MS. Geofyzika a. s. Brno.
- Hubatka, F. (1998). Zpráva o geofyzikálním měření na lokalitě Znojmo – Kraví hora. – MS. Geofyzika a. s. Brno.
- Janošík, M. (1975). Vývoj reliéfu mezi Tasovicemi a Tvoříhrází v pliocénu a kvartéru. – MS, rigorózní práce. Masarykova Univerzita. Brno.
- Karásek, J. (1985). Geomorfologická charakteristika reliéfu jižní části Znojemska. – Sborník Československé společnosti zeměpisné, 90, 177–189.
- Kuklová, K., Vilšer, M. (1969). Hatě – celnice. II. Zpráva o provedení hydrogeologického průzkumu. – MS. Česká geologická služba – Geofond. V064666.
- Nehyba, S. (2000). Štěrky na lokalitě Kraví hora u Konic. – *Thayensia* (Znojmo), 3, 3–12.
- Nehyba, S., Kirchner, K., Kuda, F. (2019). Neogenní a kvartérní sedimenty v oblasti Nového Hrádku (západní část NP Podyjí). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 49–57. <https://doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-49>
- Nemec, W., Steel, R.J. (1988). What is a fan delta and how do we recognize it? – In: Nemec, W., Steel, R.J. (eds): *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, 3–13, Blackie and Son.
- Roetzel, R. (1996). Bericht 1994/1995 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär mit Bemerkungen zur Tektonik am Diendorfer Störungssystem auf Blatt 22 Hollabrunn. – *Jahrbuch der Geologische Bundesanstalt*, 139, 286–295.
- Roetzel, R. red. (1998). Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Blatt 22 Hollabrunn. – Geologische Bundesanstalt. Wien.
- Roetzel, R., Fuchs, G., Batík, P., Čtyroký, P. reds. (1999). Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Blatt 9 Retz. – Geologische Bundesanstalt. Wien.
- Roetzel, R. red. (2007). Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Blatt 23 Hadres mit Erläuterungen. – Geologische Bundesanstalt. Wien. 150 s.
- Roetzel, R., Fuchs, G., Batík, P., Čtyroký, P., Havlíček, P. reds. (2004). Geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí / Geologická mapa národních parků Thayatal a Podyjí. – Geologische Bundesanstalt. Wien.
- Roštinský, P., Roetzel, R. (2005). Exhumed Cenozoic landforms on the SE flank of the Bohemian Massif in the Czech Republic and Austria. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49, 23–45.
- Schnabel, W., Fuchs, G., Matura, A., Roetzel, R., Scharbert, S., Krenmayr, H.-G., Egger, J., Bryda, G., Mandl, G.W., Nowotny, A., Wessely, G. reds. (2002). Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000 mit Kurzerläuterungen. – Geologische Bundesanstalt. Wien. 47 s.
- Špalek, V. (1937). Zpráva o geologických poměrech neogenního území mezi Znojmem a Hrušovany nad Jevišovkou. – *Věstník Státního geologického ústavu*, 13, 76–86.
- Tesařík, K. (1986). Závěrečná zpráva o podrobném hydrogeologickém průzkumu pro zajištění pitné vody pro veřejný vodovod v Kuchařovicích. – MS. Česká geologická služba – Geofond. P037501.
- Zeman, A. (1974). Současný stav výzkumu pleistocenních fluvialních sedimentů v Dyjsko-svrateckém úvalu a jejich problematika. – *Studia geographica*, 36, 41–60.
- Zeman, A., Batík, P., Čekan, V., Čtyroká, J., Čtyroký, P., Eliáš, M., Holásek, O., Klečák, J., Molčíková, V., Novák, Z., Štych, J. (1987). Vysvětlivky k Základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000. List 34-134 Jaroslavice. – Ústřední ústav geologický. Praha. 28 s.
- Zeman, A. red. (1979). Základní geologická mapa ČSSR. List 34-134 Jaroslavice. – Ústřední ústav geologický, Praha.

# Chemické složení amfibolů v polétavém prachu z vybraných lokalit Brněnska

Chemical composition of amphiboles in airborne dust from a selected localities of the Brno region

David Buriánek<sup>1,2</sup> ✉, Jiří Svatuška<sup>2</sup>

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

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

## Key words:

Czech Republic, South Moravia, Brno, Rosice, Rajhradice, dust, airborne fibres, source rocks, chemical properties of amphibole

✉ david.burianek@geology.cz

## Editor:

Zdeněk Losos

## Abstract

*This study aimed to characterise the morphological and chemical properties of amphiboles from airborne dust samples collected from three localities in Brno and its surroundings. We analysed approximately 3 g of airborne dust particles from each sample. The mineralogical and morphological characteristics of the dust particles were examined by polarised-light microscopy and electron microprobe analysis. All studied airborne dust inorganic particles with length  $\geq 5 \mu\text{m}$  show a ratio  $\leq 3 : 1$  or diameter of  $> 3 \mu\text{m}$  and therefore do not be potentially dangerous to human health. We compared the chemical analyses of airborne needle-like dust particles (tremolite-actinolite, magnesiohornblende, pargasite;  $\text{Si} = 6.32\text{--}7.90$  apfu;  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = 0.34\text{--}0.84$ ) with existing chemical composition amphiboles from possible source areas. The amphibole in airborne dust from the locality in the centre of the Brno town is completely dominated by actinolite and magnesiohornblende ( $\text{Si} = 6.48\text{--}7.56$  apfu;  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = 0.50\text{--}0.80$ ) derived from basic and ultrabasic rocks of the Central Basic Belt of the Brno Massif. The granitoids of the Brno massif can be also a significant source of dust particles. Anthropogenic activity can explain a substantial proportion of amphibole from a relatively small body of amphibolites near Želešice (quarry in the Central Basic Belt of the Brno Massif) because these rocks are widely used as sanding material in the entire Brno agglomeration. The second locality of Rosice (west of Brno) is dominated by amphiboles ( $\text{Si} = 6.51\text{--}7.90$  apfu;  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = 0.55\text{--}0.84$ ) from the west and northwest metamorphic units (Moravian and Moldanubicum). However, amphiboles from the rocks of the Brno massif are also presented. Amphiboles in the airborne dust from the Rajhradice (locality situated S from Brno) predominantly originated from the rocks of the Central Basic Belt of the Brno Massif ( $\text{Si} = 6.85\text{--}7.63$  apfu;  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = 0.50\text{--}0.78$ ). Calcareous microfossils suggest that an essential component of the dust is also the material transported from the southeast, where dominated sediments of the Carpathian Flysch units and their foreland. Our results validate amphiboles as valuable minerals for identifying source areas from which dust has been derived and confirm dominant wind flows in the SE and NW directions.*

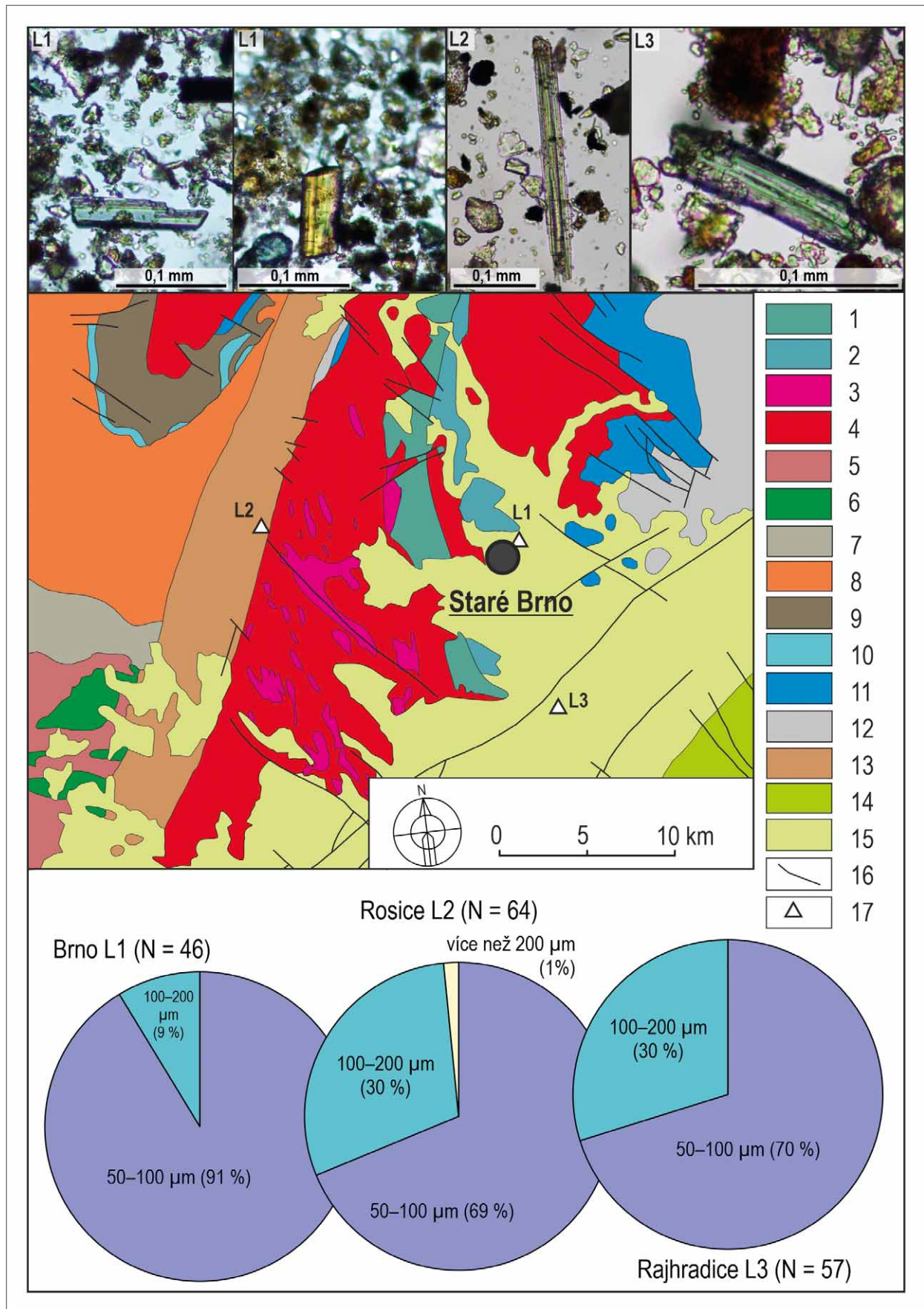
## Doporučená citace článku:

Buriánek, D., Svatuška, J. (2022): Chemické složení amfibolů v polétavém prachu z vybraných lokalit Brněnska. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 29, 1–2, 25–35.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-20874>

## Úvod

V přírodě se vyskytuje řada minerálů ve vláknité formě. Jedná se zejména o amfiboly, hadcové azbesty, zeolity (natrolit nebo clinoptilolit), palygorskít, sillimanit a wollastonit. Všechny tyto minerály se za určitých podmínek (orba, drcení kameniva) mohou dostávat do polétavého prachu. Mezi prachovými částicemi se často vyskytují i další typy vláken, které je nutné od minerálních azbestů odlišit (například vlákna celulózy, vlasy a i umělá minerální vlákna). Polétavý prach je součástí atmosférického aerosolu, což je soubor tuhých a kapalných



Obr. 1. Schematická geologická mapa Brněnského okolí (upraveno podle <https://mapy.geology.cz/geocr500/>) s lokalizací studovaných vzorků a příklady morfologie typických amfibolových zrn. Ve spodní části jsou koláčové diagramy, které zobrazují zastoupení jednotlivých morfologických typů jehlic amfibolů (šířka větší než 3 μm). Legenda: 1–2 centrální bazický pás brněnského masivu (1 – diorit, gabro, ultrabazické horniny a amfibolity, 2 – metavulkanity), 3–4 granitoidy brněnského masivu (3 – diorit až tonalit,





částic o velikosti v rozsahu 1 nm až 100 µm, suspendovaných (tj. vznášejících se) v atmosféře. Vzniká odnosem částic větrem ze zemědělských, stavebních a těžebních ploch. Nejvýznamnějším antropogenním zdrojem jsou spalovací procesy, hlavně v automobilových motorech a elektrárnách a další vysokoteplotní procesy, jako je tavení rud a kovů nebo svařování (např. Fečko et al. 2003; Holoubek et al. 2005).

V posledních letech se poměrně často diskutuje o vlivu vláknitých respirabilních minerálních částic na kvalitu života v některých částech Jihomoravského kraje. Jako příklad můžeme uvést příspěvky „Kloboučtí řeší azbestová vlákna v ovzduší“ otištěný 29. srpna 2013 v Deníku, (<https://www.denik.cz>); nebo „Zrádný azbest z lomů. Experty překvapila rakovinotvorná vlákna v ulicích Brna“ otištěný 9. září 2018 v Lidových novinách (<https://www.lidovky.cz>). Takové mediální kampaně mají za cíl šokovat veřejnost, nejsou však podloženy seriózními daty, která by bylo možno ověřit (viz Buriánek 2014). Azbest je souhrnné označení pro skupinu silikátů, kam patří i jemně vláknité amfiboly (Leake et al. 1997; Hawthorne a Oberti 2007) a chryzotil. Vláknité minerály (azbesty) jsou běžnou součástí našeho životního prostředí. Lidský organizmus se s nimi dokáže bez vedlejších následků vyrovnat, pokud nedojde k masivní a opakované expozici (těžba hadcového azbestu, stavebnictví). Teprve po dlouhodobé expozici (řádově desítky let) se může projevit onemocnění jako je zaprášení plic, tzv. azbestóza (difuzní fibróza plic = zdravá plicní tkáň je nahrazována vazivem) a podstatně závažnější bronchogenní karcinom plic (např. Donaldson et al. 2010). Riziko onemocnění v nepracovním prostředí je velice malé (např. Lajčíková a Hornychová 2010).

V této práci charakterizujeme chemické a mineralogické vlastnosti polétavého prachu z Brna a okolí. Cílem je ověřit přítomnost azbestů a zjistit odkud pochází amfibol, který je nejhojnějším jehlicovitým minerálem v tomto materiálu. Pro studium byl odebrán prach na střeších tří budov v Brně a okolí (obr. 1). Lokality byly zvoleny tak, aby reprezentovaly odlišná prostředí v rámci brněnské aglomerace. Střed města reprezentuje lokalita Leitnerova 22, průmyslovou oblast lokalita Rosice a oblast bez průmyslu lokalita Rajhradice. Důležité je také ověřit, zda se liší chemické složení amfibolů na základě odlišné pozice lokality ať již z hlediska antropogenní aktivity nebo z hlediska geologické situace v okolí odběrového místa. Pomocí optické mikroskopie byla studována morfologie prachových částic. Následně jsme pomocí detailního

výzkumu na elektronové mikrosondě ověřili chemické složení vláknitých a jehlicovitých minerálů.

### Metodika

Odběr vzorků proběhl v jarních měsících roku 2021, přičemž vzorky byly odebrány pomocí smetáčku a lopatky. Celková hmotnost studovaných vzorků se pohybovala od 30 do 400 g. První vzorek pochází z budovy Leitnerova 22 (N 49,1903864, E 16,6031275; 400 g), druhý vzorek ze střech domu na Wolkerově ulici v Rosicích (N 49,18210, E 16,39329; 100 g) a třetí ze střechy domu na Hlavní ulici v Rajhradcích (N 49,09210, E 16,62851; 30 g). Vzorek byl poté zbaven makroskopických nečistot organického původu (stébla, listy), homogenizován a opakovaně, po stupních, kvartován. Výsledná hmotnost vzorku byla kolem 10 g. Vzorek L1 znečištěný ptačím trusem byl následovně oxidován peroxidem vodíku (chemický vzorec  $H_2O_2$ ). Tento proces proběhl v deseti opakovaných cyklech přibližně při teplotě 100 °C. Další dva vzorky byly po odběru pouze vysušeny a zbaveny větších nečistot. Menší část ze všech tří vzorků byla zalita do epoxidu pro zhotovení leštěného preparátu na Přírodovědecké fakultě Masarykovy univerzity. Zbytek vzorků byl použit pro mikroskopické studium. Prach byl ponořen do vody rozprostřené na podložním sklíčku a prostudován pod mikroskopem Nikon Eclipse ME600. Za těchto podmínek byl zaznamenáván počet jehlicovitých a vláknitých zrn v kvartovaném vzorku o hmotnosti 3 g. Zrna byla rozdělena podle morfologie a podle optických vlastností. Pro vyhodnocení byla použita metodika, která označuje za azbestová vlákna minerály, u nichž je vzhledový poměr  $\geq 3 : 1$ , délka  $\geq 5 \mu m$  (o průměru menším než  $3 \mu m$ ). V tomto případě nerozlišujeme mezi azbesty a úlomky amfibolu. Tato metodika však vede k nadhodnocení počtu „neazbestových“ štěpných úlomků ve srovnání s dlouhými, tenkými azbestovými vlákny. Štěpné úlomky jsou méně bioreaktivní nežli azbestoformní vlákna a proto nezvyšují riziko rakoviny (Gamble a Gibbs 2007).

Chemické složení vybraných minerálů bylo analyzováno pomocí elektronové mikrosondy Cameca SX-100 (operátor J. Haifler) 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  $5 \mu m$ , proud 30 nA, načítací čas 20 sekund. Jako standardu bylo užito (Ka X-ray linie): augit (Si, Mg),

4 – granit až granodiorit), 5–6 moldanubikum (5 – migmatit a ortorula, 6 – serpentinit a amfibolit), 7–10 moravikum (7 – olešnická skupina, 8 – bítešská ortorula a amfibolit, 9 – skupina Bílého potoka, 10 – mramory) 11 – devonské vápence, 12 – kulmské droby a břidlice, 13 – sedimenty boskovické pánve, 14 – prachovce až pískovce karpatského flyšového pásma (paleogén-neogén), 15 – kvarterní sedimenty a neogenní molasa, 16 – zlomy, 17 – studované lokality.

Fig. 1. Schematic geologic map of Brno surroundings (modified according to <https://mapy.geology.cz/geocr500/>) showing studied samples locations and examples of typical morphology of amphibole grains. The pie charts at the bottom show the contribution of individual morphological types of amphibole needles (width greater than  $3 \mu m$ ). Legend: 1–2 Central Basic Belt of the Brno Massif (1 – diorite, gabbro, ultrabasic rocks and amphibolites, 2 – metavolcanic rocks), 3–4 granitoids of the Brno Massif (3 – diorite to tonalite, 4 – granite to granodiorite), 5–6 Moldanubicum (5 – migmatite and orthogneiss, 6 – serpentinite and amphibolite), 7–10 Moravicum (7 – Olešnice group, 8 – Bíteš orthogneiss and amphibolite, 9 – Bílý potok group, 10 – marbles) 11 – Devonian limestones, 12 – Culmina greywacke and shale, 13 – sedimentary rocks of the Boskovice basin, 14 – siltstones to sandstones Carpathian flysch zone (Paleogene-Neogene), 15 – Quaternary sediments and Neogene molasse, 16 – faults, 17 – studied localities.

Tab. 1. Reprezentativní chemické složení amfibolu (skupina = OH, F, Cl; podskupina Ca) ze vzorků L1 (Brno), L2 (Rosice) a L3 (Rajhradice), hm. % = hmotnostní procenta, apfu = atomů na vzorcovou jednotku (přepočteno na základ 23 kyslíků ve vzorcové jednotce).

Tab. 1. Representative chemical composition of amphibole (group = OH, F, Cl; subgroup Ca) from samples L1 (Brno), L2 (Rosice) and L3 (Rajhradice), wt. % = weight percent, apfu = atoms per formula unit (recalculated on a basis of 23 oxygen atoms in the formula unit).

Vzorek	L1	L2	L3	L1	L2	L2	L3	L2	L2	L2	L2
Druhy	aktinolit			magnezihornblend				magnezihoferhornblend			pargasit
<b>hm. %</b>											
SiO <sub>2</sub>	51,45	55,79	54,43	50,31	44,18	46,52	48,51	45,31	44,80	42,98	44,04
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,08	0,08	0,52	0,68	1,05	0,56	0,85	0,93	1,33	0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,59	1,42	4,50	8,00	12,12	8,45	6,89	10,46	12,22	10,98	14,18
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,09	0,07	0,03	0,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,25	0,02	0,45	0,08	0,00	0,01	0,00	0,12	0,03	0,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,47	0,29	0,77	0,00	3,84	2,54	1,47	6,41	6,06	7,51	4,76
FeO	9,26	10,03	8,70	8,27	11,05	15,15	14,79	11,25	9,24	12,27	7,25
MnO	0,27	0,53	0,22	0,21	0,27	0,29	0,37	0,44	0,24	0,40	0,21
NiO	0,03	0,00	0,09	0,07	0,12	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03
ZnO	0,30	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00
MgO	16,27	17,23	16,98	16,24	11,36	10,24	11,37	10,89	11,91	9,46	13,38
CaO	12,18	12,16	12,04	13,27	12,25	12,20	12,76	11,03	11,54	11,40	11,58
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,38	0,57	1,00	1,70	1,08	0,60	1,25	1,35	1,46	2,20
K <sub>2</sub> O	0,31	0,13	0,11	0,01	0,21	0,65	0,51	0,33	0,45	0,57	0,38
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,93	1,96	2,07	2,10	1,82	1,69	1,82	1,78	1,79	1,61	1,81
F	0,33	0,29	0,07	0,00	0,09	0,14	0,17	0,12	0,11	0,17	0,10
Cl	0,01	0,01	0,00	0,03	0,08	0,07	0,03	0,03	0,01	0,02	0,00
O = F, Cl	-0,14	-0,12	-0,03	-0,01	-0,05	-0,07	-0,08	-0,06	-0,05	-0,08	-0,04
Celkem	98,70	100,43	100,64	100,49	99,84	100,07	99,83	100,17	100,80	100,19	100,96
<b>apfu</b>											
Si	7,471	7,883	7,626	7,113	6,506	6,929	7,172	6,665	6,496	6,434	6,316
Al	0,529	0,117	0,374	0,887	1,494	1,071	0,828	1,335	1,504	1,566	1,684
Σ T-pozice	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,067	0,008	0,008	0,056	0,075	0,117	0,063	0,094	0,102	0,150	0,101
Al	0,086	0,120	0,368	0,447	0,610	0,412	0,372	0,478	0,584	0,370	0,713
V	0,004	0,000	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,010	0,008	0,004	0,008
Cr	0,012	0,028	0,002	0,050	0,009	0,000	0,001	0,000	0,014	0,003	0,007
Fe <sup>3+</sup>	0,161	0,030	0,082	0,000	0,424	0,285	0,164	0,710	0,661	0,845	0,513
Ni	0,004	0,000	0,011	0,008	0,014	0,003	0,000	0,000	0,001	0,003	0,003
Zn	0,032	0,000	0,000	0,000	0,005	0,006	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000
Mn <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,025	0,004	0,014	0,046	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	1,111	1,184	0,978	0,977	1,362	1,886	1,829	1,317	1,056	1,511	0,794
Mg	3,523	3,629	3,547	3,424	2,494	2,274	2,507	2,389	2,574	2,111	2,860
Σ C-pozice	5,000	4,999	4,999	4,991	5,000	5,000	4,989	4,998	5,000	4,999	4,999
Mn <sup>2+</sup>	0,033	0,064	0,026	0,000	0,030	0,022	0,000	0,055	0,029	0,051	0,026
Fe <sup>2+</sup>	0,013	0,001	0,040	0,000	0,000	0,000	0,000	0,066	0,065	0,026	0,075
Ca	1,895	1,841	1,807	2,000	1,932	1,946	2,000	1,738	1,794	1,829	1,780
Na	0,059	0,095	0,127	0,000	0,038	0,031	0,000	0,141	0,112	0,094	0,119
Σ B-pozice	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,132	0,010	0,027	0,273	0,447	0,280	0,172	0,216	0,266	0,329	0,493
K	0,058	0,023	0,019	0,002	0,039	0,123	0,096	0,061	0,083	0,109	0,070
Σ A-pozice	0,190	0,033	0,046	0,285	0,486	0,403	0,290	0,277	0,349	0,438	0,563
OH	1,846	1,851	1,951	1,994	1,790	1,684	1,788	1,750	1,742	1,614	1,750
F	0,152	0,129	0,032	0,000	0,041	0,064	0,079	0,053	0,052	0,080	0,046
Cl	0,002	0,003	0,000	0,006	0,019	0,017	0,008	0,008	0,002	0,006	0,000
O	0,000	0,017	0,017	0,000	0,150	0,235	0,126	0,189	0,204	0,300	0,203
Σ W-pozice	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	1,999

ortoklas (K), jadeit (Na), chromit (Cr), almandin (Al), andradit (Fe, Ca), rodonit (Mn), TiO (Ti). Krystalochemický vzorec amfibolu byl v souladu s platnou klasifikací

Hawthorn et al. (2012) normalizován metodami Si-Ca- &Li = 15 a Si-Mg&Li = 13. Amfiboly byly přepočteny

programem Microsoft Excel. Reprezentativní chemické složení je uvedeno v tabulce 1.

Jako srovnávací materiál byly odebrány vzorky ze zvětralín, které vznikají na horninách bohatých minerály serpentínové skupiny (RV001, lom Hrubšice; N 49,0947692, E 16,2745800) a na horninách bohatých amfibolem (RV002; odkryv na silnici mezi Dukovany a Mohelnem; N 49,1003139, E 16,1946317), opuštěný lom Bosonohy (N 49,1792689, E 16,5358339), výchoz v městské části Brno-Bystrc (N 49,2302069, E 16,5094889) a lom Želešice (N 49,1270058, E 16,5615189).

### Charakteristika studovaných vzorků

Vzorek L1 byl odebrán na střeše budovy České geologické služby, Leitnerova 22 v Brně (obr. 1). Zrnatost většiny částic odpovídá jemnozrnnému prachu až střednězrnnému písku (podle měření v mikroskopu dominují velikosti od 0,004 až 0,53 mm). V materiálu dominují ostrohranná zrna křemene a albitu ( $Ab_{99-96}$ ). Méně je zastoupen amfibol, draselný živec, lupínky chloritu, biotitu a muskovitu (obr. 2a). Vzácně se vyskytují zrna klinopyroxenu, magnetitu, hematitu, ilmenitu, apatitu, kalcitu a pumpellyitu-(Al). Významná je antropogenní příměs zejména úlomky skla a strusky. Hojně jsou zejména sklovité nebo maghemitové sférolitické částice. Tyto mikrosféry jsou typickými produkty vysokoteplotního spalování uhlí (Fečko et al. 2003). Byly zjištěny i zbytky organického materiálu (např. vlasy, peří, rostlinná pletiva). Většina jehlicovitých zrn má podle měření v mikroskopu velikost 4 až 100  $\mu\text{m}$  jen vzácně se vyskytují zrna do 180  $\mu\text{m}$  (tab. 2).

Vzorek L2 (obr. 1) střecha domu v Rosicích obsahoval velké množství sazí. Zrnatost většiny částic odpovídá střednězrnnému prachu až střednězrnnému písku (většina zrn má podle měření v mikroskopu velikost 0,009 až 0,51 mm). Hojně jsou zastoupená ostrohranná zrna křemene, albitu, dále pak amfibol (obr. 2b), lupínky biotitu, chloritu, a muskovitu. Draselný živec se vyskytuje jako samostatná ostrohranná zrna nebo jako srůsty s plagioklasem. Vzácně se vyskytují i drobné úlomky hornin (chlorit + křemen). Poměrně hojná jsou zrna kalcitu. Bylo zjištěno jedno zrno granátu ( $Alm_{76}Prp_{20}Adr_2Sps_2$ ) a přítomen je také, apatit, titanit, magnetit a ilmenit. Významná je antropogenní příměs zejména sférolitické částice strusky (mikrosféry), nepravidelné úlomky a vlákna tvořená sklem. Hojně jsou organické zbytky (úlomky rostlinných pletiv, zbytky hmyzu). Většina jehlicovitých zrn má podle měření v mikroskopu velikost 9 až 200  $\mu\text{m}$ , nejdelší amfibol měl délku 280  $\mu\text{m}$  (tab. 2).

Vzorek L3 (obr. 1) střecha domu v Rajhradcích. Zrnatost většiny částic odpovídá jemnozrnnému prachu až střednězrnnému písku (většina zrn má podle měření v mikroskopu velikost 0,005 až 0,50 mm). V materiálu dominují ostrohranná zrna křemene, draselného živce a albitu. Méně jsou zastoupeny lupínky biotitu, chloritu a muskovitu (obr. 2c). Poměrně hojná jsou také zrna kalcitu a úlomky vápnitých mikrofosilií (foraminifery, úlomky schráněk brachiopodů). Místy jsou patrně drobné úlomky hornin (aktinolit + albit, draselný živec + plagioklas +

Tab. 2. Rozdělení amfibolů ze studovaných vzorků podle morfologie (všechny jehlice mají průměr > 3  $\mu\text{m}$ ), N = počet zrn, % = procentuální zastoupení.

Tab. 2. Distribution of amphiboles from the studied samples according to morphology (all needles have a diameter > 3  $\mu\text{m}$ ), N = number of grains, % = percentage.

Vzorek	50–100 $\mu\text{m}$	100–200 $\mu\text{m}$	nad 200 $\mu\text{m}$	celkem
L1 (N)	42	4	0	46
L2 (N)	44	19	1	64
L3 (N)	40	17	0	57
L1 (%)	91,3	8,7	0,0	100
L2 (%)	68,8	29,7	1,6	100
L3 (%)	70,2	29,8	0,0	100

křemen). Vzácně se vyskytují zrna klinopyroxenu, magnetitu, hematitu, titanitu a apatitu. Bylo zjištěno jedno zrno granátu ( $Alm_{55}Grs_{25}Adr_6Prp_7Sps_6$ ). Úlomky antropogenních materiálů, jako struska jsou vzácné. Většina jehlicovitých zrn má podle měření v mikroskopu velikost 5 až 150  $\mu\text{m}$  (tab. 2).

### Výsledky studia v optickém mikroskopu

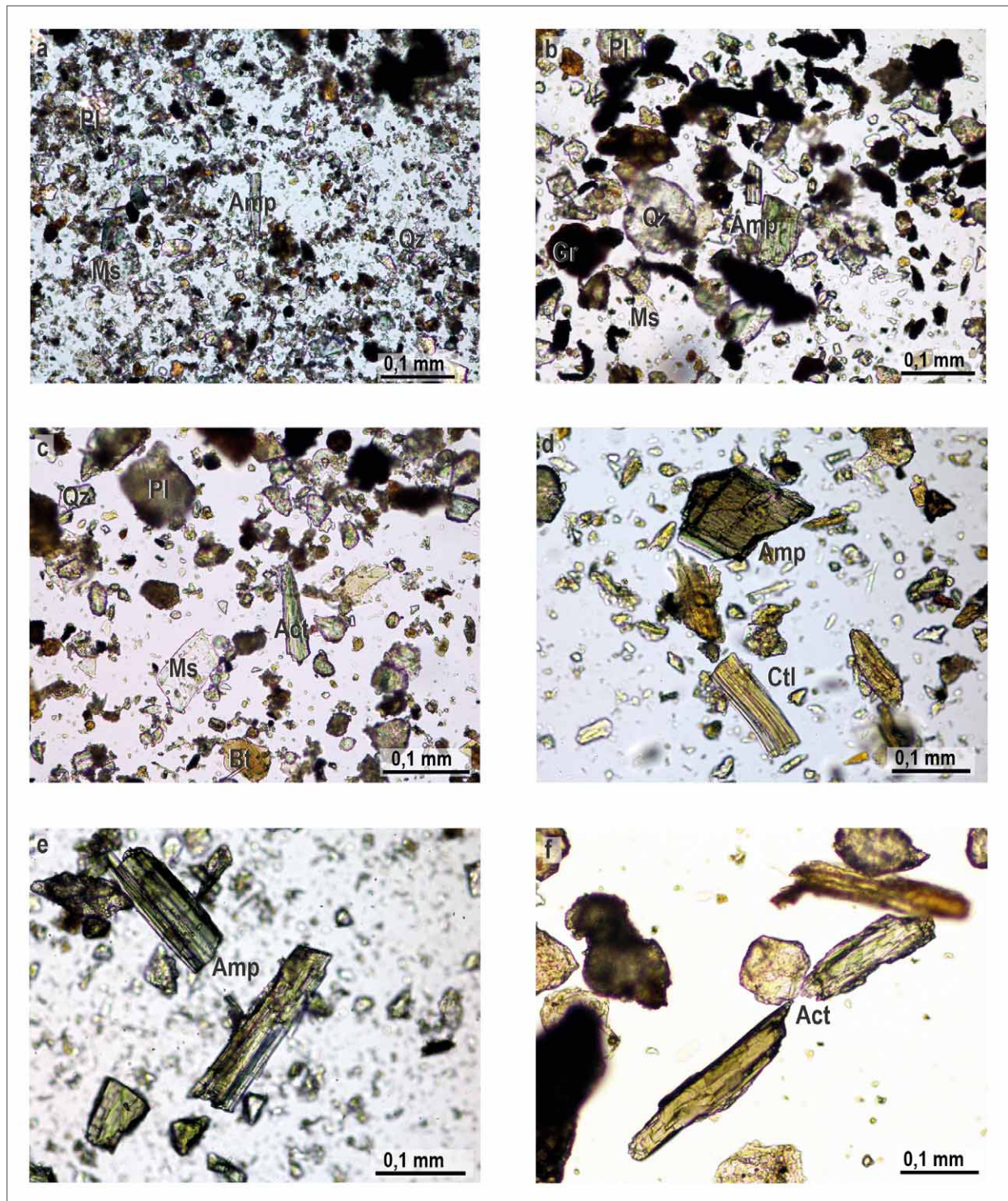
Chryzotil (obr. 2d) nebyl zjištěn v žádném ze tří vzorků studovaných vzorků prachu. Ve vzorcích L1 a L3 dominovaly sloupcovité až krátce jehlicovité amfiboly (obr. 1, 2a, 2c) s nevýrazným pleochroizmem ( $\alpha$  = nažloutlá až světle žlutohnědá;  $\gamma$  = světle zelená až světle hnědozelená). Okraje jsou většinou nerovné někdy slabě zaoblené. Tyto amfiboly se podobají materiálům ze srovnávacích vzorků z lokalit Bystrc (obr. 2e), Želešice (obr. 2f) a Bosonohy. Některé amfiboly ze vzorku L2 se podobají svými optickými vlastnostmi amfibolu z dioritů na lokalitě Bystrc a amfibolu z gabra od Mohelna (obr. 2e). Tyto amfiboly jsou krátce sloupcovité s výrazným pleochroizmem ( $\alpha$  = žlutá až světle zelená;  $\gamma$  = modrozelená až hnědozelená).

### Výsledky studia pomocí elektronové mikrosondy a jejich shoda s možnými zdrojovými horninami

Ve vzorku L1 bylo pořízeno 13 analýz amfibolu ve vzorku L2 15 analýz a ve vzorku L3 pak 9 analýz (obr. 3). Tyto analýzy byly porovnány s chemickým složením amfibolů z předpokládaných zdrojových hornin. Poté byly přiřazeny k nejpravděpodobnější skupině zdrojových hornin (kombinace vzhledu v optickém mikroskopu a chemického složení). Pokud daná analýza náležela více zdrojům, byl zvolen ten, který měl v klasifikačním diagramu menší plošný rozsah.

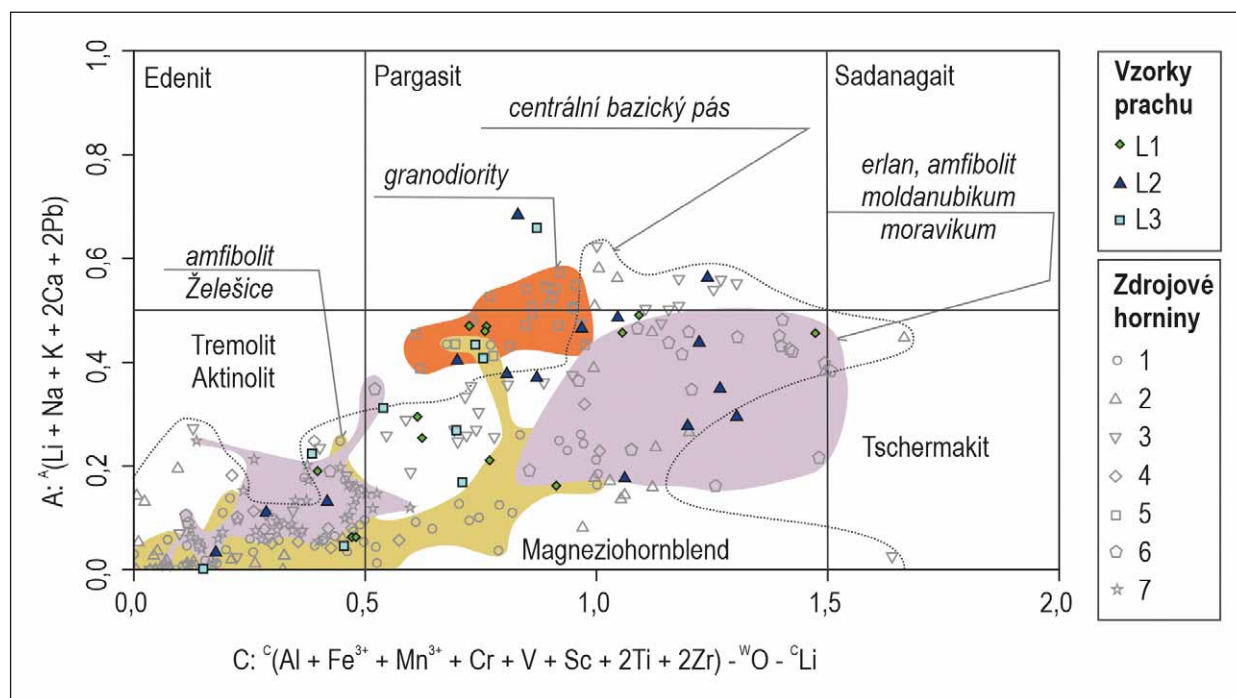
Pro aktinolity ( $Si = 7,47-7,56$  apfu;  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,76-0,80$ ;  $Ca = 1,79-1,90$  apfu) a magneziohornblendy ( $Si = 6,48-7,17$  apfu;  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,50-0,78$ ;  $Ca = 1,44-2,01$  apfu) ze vzorku L1 v centru Brna (obr. 3) byly jako hlavní zdrojové horniny interpretovány slabě metamorfované horniny centrálního bazického pásu brněnského masivu (tab. 3; obr. 4; 38 %). Stejně zastoupení také mají amfiboly, které patrně pochází z amfibolitového tělesa u Želešic. Zbývajících 23 % reprezentují amfiboly z granodioritů brněnského masivu.

Pro aktinolity ( $Si = 7,58-7,88$  apfu;  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,75-0,80$ ;  $Ca = 1,82-1,94$  apfu), magneziohornblendy



Obr. 2. Mikrofotografie amfibolů z potenciálních zdrojových hornin a ze studovaných vzorků: (a) vzorek L1 z lokality Brno, (b) vzorek L2 z lokality Rosice, (c) vzorek L3 z lokality Rajhradice, (d) amfibol a chrysotil z lokality Mohelno (moldanubikum), (e) amfibol z dioritu v centrálním bazickém pásu (Bystrc), (f) aktinolit z lokality Želešice v centrálním bazickém pásu brněnského masivu. Zkratky minerálů: Amp = amfibol, Act = aktinolit, Ctl = chrysotil, Bt = biotit, Gr = grafit, Ms = muskovit, Pl = plagioklas, Qz = křemen.

Fig. 2. Microphotographs of amphiboles from potential source rocks and studied samples: (a) L1 sample from Brno locality, (b) L2 sample from Rosice locality, (c) L3 sample from Rajhradice locality, (d) amphibole and chrysotile from Mohelno locality (Moldanubian Unit), (e) amphibole from diorite in the Central Basic Belt of the Brno Massif (Bystrc), (f) actinolite from the Želešice quarry in the Central Basic Belt of the Brno Massif. Mineral abbreviations: Amp = amphibole, Act = actinolite, Ctl = chrysotile, Bt = biotite, Gr = graphite, Ms = muscovite, Pl = plagioclase, Qz = quartz.



Obr. 3. Klasifikační diagram pro vápnité amfiboly A:  $^A(\text{Li} + \text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca} + 2\text{Pb})$  vs. C:  $^C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{3+} + \text{Cr} + \text{V} + \text{Sc} + 2\text{Ti} + 2\text{Zr}) - ^W\text{O} - ^C\text{Li}$ , zdrojové horniny (Buriánek 2010, Buriánek ed. 2020, Hanžl ed. 2020, Buriánek et al. 2022): 1 – amfibolity centrálního bazického pásu brněnského masivu, 2 – serpentinit centrálního bazického pásu brněnského masivu, 3 – gabro a diorit centrálního bazického pásu brněnského masivu, 4 – metabazalt centrálního bazického pásu brněnského masivu, 5 – granodiority až diority brněnského masivu, 6 – metamorfované horniny moravika a moldanubika, 7 – durbachity.

Fig. 3. Calcic amphibole classification diagram A:  $^A(\text{Li} + \text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca} + 2\text{Pb})$  vs. C:  $^C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{3+} + \text{Cr} + \text{V} + \text{Sc} + 2\text{Ti} + 2\text{Zr}) - ^W\text{O} - ^C\text{Li}$ , Source rocks (Buriánek 2010, Buriánek ed. 2020, Hanžl ed. 2020, Buriánek et al. 2022): 1 – amphibolites of the Central Basic Belt of the Brno Massif, 2 – serpentinite of the Central Basic Belt of the Brno Massif, 3 – gabbro and diorite of the Central Basic Belt of the Brno Massif, 4 – metabasalt of the Central Basic Belt of the Brno Massif, 5 – granodiorite to diorite from the Brno Massif, 6 – metamorphic rocks from the Moravian and Moldanubian units, 7 – durbachites (Moldanubian Unit).

(Si = 6,51–7,90 apfu;  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0,55\text{--}0,84$ ; Ca = 1,88–2,09 apfu), pargasity, hastingsity a magnezioferohornblendy (Si = 6,32–6,88 apfu;  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0,34\text{--}0,77$ ; Ca = 1,67–1,95 apfu) ze vzorku L2 (obr. 3) z obce Rosice (z. od Brna) předpokládáme, že většina (tab. 3; obr. 4; 53 %) může pocházet z metamorfovaných

a vyvřelých hornin moldanubika a moravika (hlavně amfibolity, erlany a durbachity). Dále pak 27 % ze slabě metamorfovaných hornin centrálního bazického pásu brněnského masivu. Poněkud méně amfibolů pak patrně pochází z granitoidů brněnského masivu. Zbývajících 7 % se nepodařilo zařadit (jedná se o jednu analýzu).

Tab. 3. Zastoupení WDX analýz amfibolů ze studovaných vzorků přiřazených k jednotlivým skupinám zdrojových hornin: A – granitoidy brněnského masivu, B – serpentinity, gabro a diority centrálního bazického pásu brněnského masivu, C – amfibolity centrálního bazického pásu brněnského masivu, D – metamorfované a vyvřelé horniny moldanubika a moravika, E – nezařazené analýzy, N = počet zrn, % = procentuální zastoupení.

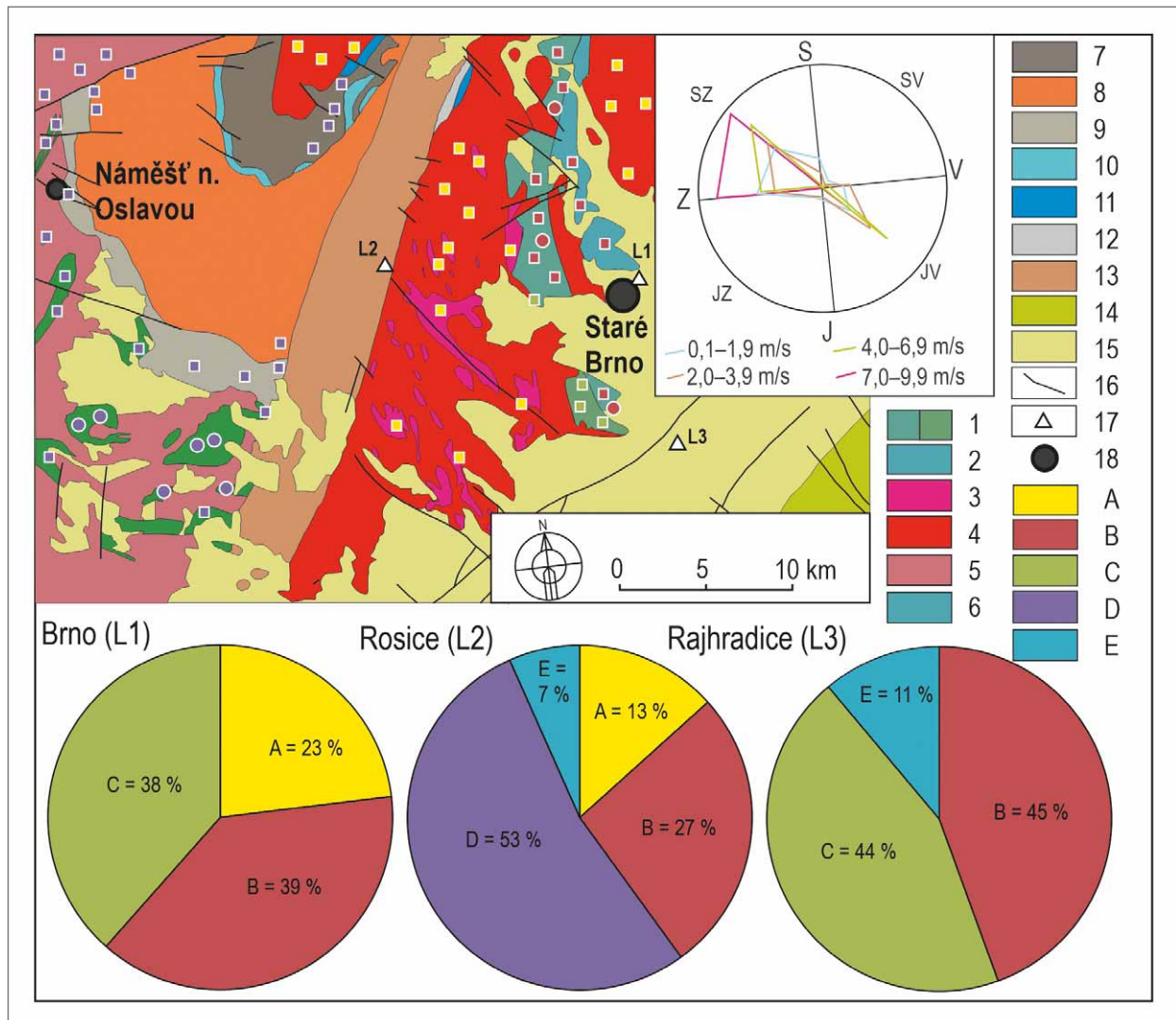
Tab. 3. Amount of amphibole WDX analysis from studied samples assigned to individual groups of source rocks: A – granitoids of the Brno Massif, B – serpentinites, gabbro and diorite of the Central Basic Belt of the Brno Massif, C – amphibolites of the Central Basic Belt of the Brno Massif, D – metamorphic and igneous rocks Moldanubian and Moravian, E – unclassified analyses, N = number of grains, % = percentage.

vzorek	A	B	C	D	E	celkem
L1 (N)	3	5	5	0	0	13
L2 (N)	2	4	0	8	1	15
L3 (N)	0	4	4	0	1	9
L1 (%)	23	38	38	0	0	100
L2 (%)	13	27	0	53	7	100
L3 (%)	0	45	44	0	11	100

Pro aktinolity (Si = 7,45–7,63 apfu;  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0,76\text{--}0,78$ ; Ca = 1,81–1,89 apfu), magneziohastingsit (Si = 6,49 apfu;  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0,52$ ; Ca = 2,02 apfu) a magneziohornblendy (Si = 6,85–7,40 apfu;  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0,50\text{--}0,75$ ; Ca = 1,78–2,02 apfu) ze vzorku L3 (obr. 3) z obce Rajhradice (j. od Brna) předpokládáme zdroj ze slabě metamorfovaných hornin centrálního bazického pásu brněnského masivu (tab. 3; obr. 4; 45 %), nebo z amfibolitového tělesa u Želešic (44 %). Zbývajících 11 % se nepodařilo zařadit (jedná se o jednu analýzu).

### Potencionální zdroje vláknitých a jehlicovitých minerálů v okolí Brna

Výskyty přírodního amfibolového a chrysofilového azbestu jsou především vázány na výskyty serpentinitů, amfibolitů, metagaber, chlorit-tremolických břidlic a skalín (Burkart 1953; Krůta 1966; Novobilský 1982; Hanžl a Melichar 1997; Leichmann a Höck 1997, 2008; Buriánek 2010; Koníčková 2011; <https://mapy.geology.cz/geocr500/>). Tělesa



Obr. 4. Zdrojové horniny amfibolů ze vzorků polétavého prachu na zjednodušené geologické mapě. Větrná ružice v pravé horní části mapy ukazuje převládající směry větru na stanici Troubsko (Fuksová 2012). Legenda: 1–2 centrální bazický pás (1 – diority, gabra, ultrabazika a amfibolity, 2 – metavulkanity), 3–4 granitoidy brněnského masivu (3 – diorit až tonalit, 4 – granit až granodiorit), 5–6 moldanubikum (5 – migmatit a ortorula, 6 – serpentinit a amfibolit), 7–10 moravikum (7 – olešnická skupina, 8 – bitešská ortorula a amfibolita, 9 – skupina Bílého potoka, 10 – mramory), 11 – devonské vápence, 12 – kulmské droby a břidlice, 13 – sedimenty boskovické pánve, 14 – prachovce až pískovce flyšové pásma (paleogén–neogén), 15 – kvarterní sedimenty, 16 – zlomy, 17 – studované lokality, 18 – městská čtvrť nebo město. Ve spodní části koláčové diagramy indikují zastoupení amfibolů z jednotlivých zdrojů. Výskyt chryzotilu je vyznačen na mapě kroužkem a výskyt amfibolu čtverečkem (barvy odpovídají skupině zdrojových hornin, upraveno podle Burkarta 1953; Krůta 1966; Novobilského 1982; Šichtářové 1981; Moravcové 1999; Němece 1999; Wilimského 2001, Leichmanna a Hocka 2008; Buriánka 2010 a Koničkové 2011): A – granitoidy brněnského masivu, B – serpentinity, gabra a diority centrálního bazického pásu brněnského masivu, C – amfibolity centrálního bazického pásu brněnského masivu, D – metamorfované a vyvřelé horniny moldanubika a moravika, E – nezařazené analýzy.

Fig. 4. Source rocks of amphiboles from the airborne dust samples on a simplified geological map. The wind rose diagram in the upper right part of the map shows the prevailing wind directions at the Troubsko station (Fuksová 2012). Legend: 1–2 Central Basic Belt of the Brno Massif (1 – diorite, gabbro, ultrabasic rocks and amphibolites, 2 – metavolcanic rocks), 3–4 granitoids of the Brno Massif (3 – diorite to tonality, 4 – granite to granodiorite), 5–6 Moldanubicum (5 – migmatite and orthogneiss, 6 – serpentinite and amphibolite), 7–10 Moravicum (7 – Olešnice group, 8 – Bíteš orthogneiss and amphibolite, 9 – Bílý potok group, 10 – marbles), 11 – Devonian limestones, 12 – Culmina greywacke and shale, 13 – sedimentary rocks of the Boskovice basin, 14 – siltstones to sandstones Carpathian flysch zone (Paleogene–Neogene), 15 – Quaternary sediments and Neogene molasse, 16 – faults, 17 – studied localities, 18 – city district or town. The pie charts at the bottom indicate the proportion of amphiboles from each source. The occurrence of chrysotile is marked on the map by a circle and amphibole by a square (colours correspond to the group of source rocks; modified according to Burkart 1953; Krůta 1966; Novobilský 1982; Šichtářová 1981; Moravcová 1999; Němec 1999; Wilimský 2001, Leichmann a Hock 2008; Buriánka 2010 and Koničková 2011): A – granitoids of the Brno Massif, B – serpentinites, gabbro and diorite of the Central Basic Belt of the Brno massif, C – amphibolites of the Central Basic Belt of the Brno Massif, D – metamorphic and igneous rocks Moldanubian and Moravian, E – unclassified analyses.

serpentinitů jsou hojná při jihovýchodním okraji moldanubika (např. Koničková 2011; <https://mapy.geology.cz/geocr500/>), tedy západně až jihozápadně od Brna (jedná se hlavně o tělesa, vyskytující se v oblasti mezi obcemi Biskoupky, Hrubšice, Mohelno a Dukovany). V menším množství se tělesa serpentinitů vyskytují i na západním okraji Brna (Modřice, Brno-Kohoutovice, Jinačovice; obr. 1) v dioritové zóně brněnského masivu (Novobilský 1982; Hanžl a Melichar 1997; Leichmann a Höck 1997, 2008; Buriánek 2010). Minerály ze skupiny amfibolů jsou hojně zejména v některých horninách brněnského masivu (Burkart 1953; Krůta 1966; Novobilský 1982; Leichmann a Hock 2008; Buriánek 2010; obr. 4). Magneziohornblendy se vyskytují například v granodioritech u Adamova nebo Ivančic. Gabra až diority v řadě městských částí Brna obsahují aktinolit, magneziohornblend až pargasit (například Brno-Bosonohy, Brno-Komín, Brno-Kohoutovice). Aktinolit až magneziohornblend obsahují amfibolity, které vystupují v okolí Želešic a Hajan. Amfibolity se vyskytují také v moldanubiku a moraviku (Šichtářová 1981; Moravcová 1999; Němec 1999; Wilimský 2001). Amfiboly jsou také součástí durbachitů, které vystupují v moldanubiku západně od míst odběru studovaného prachu. Chemické složení amfibolů z hornin z dříve zmíněných jednotek je poměrně dobře definováno v několika publikacích (Buriánek 2010; Buriánek ed. 2020; Hanžl ed. 2020; Buriánek et al. 2022).

Azbesty také mohou mít antropogenní zdroj, dříve se používaly pro svou chemickou a termální odolnost v řadě oborů od stavebnictví (krytina, izolace) až po dopravu (brzdové destičky). Evropská unie (EU) vydala v roce 1991 směrnici 91/659/EHS upravující prodej a používání azbestových výrobků v EU. Po vstupu ČR do EU legislativa vychází z evropských směrnic a je upravována zákonem č. 356/2003 Sb., o chemických látkách a chemických přípravcích. Legislativa v ČR (viz např. Kočí et al. 2013) pokrývá především stavební práce související s expozicí azbestem a materiály jej obsahujícími (včetně ukládání odpadu). Ve stavebnictví se nejčastěji setkáváme s chryzotilovými vlákny (monoklinická soustava,  $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ ), která jsou horninotvorným minerálem serpentinitů. Amfibolové azbesty tvoří díky proměnlivému chemickému složení mineralogicky poněkud pestřejší skupinu. Strukturně patří amfiboly mezi inosilikáty, které mají spojeny tetraedry  $SiO_4$  vrcholovými kyslíky do dlouhých řetězců. V „azbestové“ formě jsou charakterizovány dlouhými tenkými vlákny, zatímco běžně tvoří amfiboly krátká vlákna, jehlice nebo sloupečky. Poměrně běžné jsou vláknité aktinolity a tremolity (tyto dva minerály tvoří isomorfní řadu, monoklinická soustava;  $Ca_2(FeMg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ ). Jehlicovité krystaly až vláknité agregáty tvoří také antofylit (ortorombická soustava;  $(Mg, Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$ ).

## Diskuze

Cílem této práce je detailně prozkoumat zmíněné vzorky a zjistit zastoupení všech jehlicovitých a vláknitých minerálů (především azbestů) o různém poměru délky a šířky. Vláknité a jehlicovité prachové částice jsou

v ovzduší přítomny neustále (otěry a zvětrávání azbestu ve starých krytinách, brzdové destičky automobilů, uvolňování minerálních vláken při orbě aj.). Tyto částice se v ovzduší mohou šířit na velké vzdálenosti. Z atmosféry je odstraňuje déšť a sníh. Část těchto částic se pak deponuje v půdě, kde časem podlehnou mechanické nebo chemické degradaci. Některá azbestová vlákna však ulpívají na vozovce, budovách a dalších druzích tvrdých površích, odkud se mohou po čase znovu šířit. Ukazatelem expozice azbestu je početní koncentrace vláken o délce větší než 5  $\mu m$ , průměru menším než 3  $\mu m$  a poměr délky k průměru větší než 3 : 1 v pracovním ovzduší (Kočí et al. 2013). Tato vlákna mohou být součástí atmosférických aerosolů a dostat se dýcháním do lidského organismu (Červenka et al. 2006). Limitní hodnota pro azbestová vlákna ve vnitřních prostorách v Nařízení vlády č. 361/2007 Sb. ve znění pozdějších předpisů v příloze č. 3 uvádí hodnotu 0,1 respirabilních vláken na  $cm^3$ . Postup odběru vzorků uvedený v této části EN ISO 16000-7 vychází ze směrnice VDI 3492 a je určen především pro interiéry budov. Pro vnější prostředí (exteriér) však není Zákonem č. 201/2012 Sb. ze dne 2. 12. 2012 limit pro výskyt respirabilních azbestových vláken v ovzduší specifikován. Člověk exponovaný azbestovému prachu většinu vláken vykašle v hlenu. Pokud se azbest dostane do plic, tak se postupně rozpustí. Důležité je chemické složení, protože v plicích se snadněji rozpouští (vstřebává) chryzotil než amfibolový azbest (Červenka et al. 2006).

Studované vzorky reprezentují depozici polétavého prachu smíšeného s písčítými částicemi transportovanými větrem. Minerální složení všech tří studovaných vzorků prachů je podobné. Dominují zrna křemene a kyselých živců. Ve vzorku z lokality Rajhradice bylo ve srovnání s dalšími dvěma vzorky zjištěno poměrně malé množství antropogenních klastů (skleněné a minerální sférule, úlomky skla, saze). Navíc byly v tomto vzorku zjištěny vápnité mikrofosílie. Vzorky z Rosic a Rajhradic obsahovaly více zrn karbonátů ve srovnání se vzorkem z Brna.

Ve studovaných vzorcích se nepodařilo identifikovat vlákna chryzotilu. Všechny jehlicovité a vláknité minerály odpovídají svým chemickým složením amfibolu. Nejdelší agregát jehlicovitých krystalů dosahuje délky až 280  $\mu m$  a tloušťky 40  $\mu m$  (obr. 1). Ostatní jehlice jsou mnohem menší avšak jejich tloušťka buď přesahuje 3  $\mu m$  (0,003 mm) nebo nedosahuje poměr  $\geq 3 : 1$  (tab. 2). Ve studovaných vzorcích se tedy nepodařilo identifikovat částice, které by odpovídaly amfibolovému azbestu.

Chemické složení amfibolu umožnilo diskutovat možné zdroje prachových částic. Chemické složení amfibolů z jednotlivých studovaných lokalit vykazuje značné podobnosti, přesto se podařilo vyčlenit zrna pocházející z odlišných zdrojových hornin (obr. 3). Na všech třech lokalitách se vyskytují aktinolity s podobnou variabilitou chemického složení ( $Si = 7,45-7,88$  apfu;  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,75-0,80$ ;  $Ca = 1,79-1,94$  apfu). Také magneziohornblendy na všech třech lokalitách mají podobné chemické složení ( $Si = 6,48-7,90$  apfu;  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,50-0,84$ ;  $Ca = 1,44-2,09$  apfu) to naznačuje, že zdrojem amfibolu pro všechny tři vzorky prachu byly podobné horniny.

V případě vzorku z Rosic pozorujeme, že většina amfibolů spadá do pole chemického složení amfibolů z amfibolitů moldanubika a moravika bohužel se toto pole výrazně překrývá s polem amfibolů z hornin brněnského centrálního pásu. Důležité však je, že klasty amfibolů z Rosic mají často výraznější pleochroizmus než amfiboly z ostatních vzorků. Výraznější pleochroizmus je typický například pro amfiboly z gabra od Mohelna.

Pro pochopení původu amfibolů v polétavém prachu je důležitá znalost převládajících směrů větru v okolí Brna. Podle Fuksové (2012) indikují měření ze stanic Žabovřesky, Troubsko a Tuřany, že během období 1961–2000 byl směr proudění SZ oproti ostatním směrům výrazně dominantní a velkou četnost má také směr JV (obr. 4). Tyto údaje poměrně dobře souhlasí s výsledky studia chemického složení amfibolu. Předpokládané zdrojové oblasti amfibolů se totiž nachází z. a sz. od studovaných lokalit a amfiboly tedy mohly být transportovány větry jv. směrem (obr. 4). U lokality Rosice navíc nelze vyloučit masivní přínos materiálu sz. orientovaným větrem, protože zde existuje významný překryv chemického složení amfibolů z centrálního bazického pásu a amfibolů z hornin moldanubika a moravika (obr. 4). U ostatních dvou studovaných lokalit se v jv. směru nachází sedimenty, v nichž je obsah amfibolu nízký. Zajímavý je výrazný podíl amfibolu, který pravděpodobně pochází z amfibolitů Želešického tělesa u prachu z lokality v centru Brna (obr. 4). Existují dvě možná vysvětlení: (a) amfibol má chemické složení podobné ostatním horninám v centrálním bazickém pásu, (b) amfibol pochází z posypového materiálu, který se používá v zimních měsících pro posyp komunikací v brněnské aglomeraci. Na základě znalostí o využití posypového materiálu v Brně preferujeme druhou možnost.

## Závěry

Cílem této práce bylo zhodnotit morfologické a chemické vlastnosti amfibolu (hlavně tremolit–aktinolit, magneziohornblend, pargasit;  $Si = 6,32\text{--}7,90$  apfu;  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,34\text{--}0,84$ ), který se vyskytuje v polétavém prachu na třech lokalitách, z nichž jedna je situována v centru Brna a další dvě z. a jv. od Brna. Z každého vzorku byly odebrány a pod mikroskopem prostudovány 3 g prachu. V žádném vzorku nebyly zjištěny částice, které by svými rozměry odpovídaly azbestu. Studovaný prach tedy neobsahuje částice amfibolů, které by byly potenciálně nebezpečné pro lidské zdraví. Detailní studium amfibolů ve vzorcích prachu potvrzuje dominantní proudění větru ve směrech JV a SZ. V prachu, který pochází z centra brněnské aglomerace, naprosto dominují amfiboly derivované z bazických a ultrabazických hornin centrálního bazického pásu brněnského masivu. Poměrně důležitým zdrojem také byly granitoidy brněnského masivu. Tento materiál se vyskytuje z. a sz. od odběrového místa. Výrazné zastoupení amfibolů, které mohou pocházet z plošně poměrně malého tělesa amfibolitů v centrálním bazickém pásu, vysvětlujeme antropogenní aktivitou. Amfibolity z tohoto zdroje se totiž využívají jako posypový materiál v celé brněnské aglomeraci. Na druhé lokalitě Rosice (z. od Brna) dominují amfiboly ze z. a sz. položených metamorfovaných jednotek (moravikum a moldanubikum). Výrazně jsou také zastoupeny amfiboly z hornin brněnského masivu situované jihovýchodně. Na lokalitě Rajhradice byly zjištěny amfiboly, které dominantně pocházejí z hornin centrálního bazického pásu brněnského masivu (včetně amfibolitů), které vystupují sz. od zmíněné lokality. Hojná přítomnost vápnitých mikrofosilií naznačuje důležitost materiálu transportovaného z JV, kde vystupují sedimenty jednotek karpatského flyše a jejich předpolí.

## Poděkování

*Tento příspěvek byl vytvořen v rámci řešení DKRVO/ČGS (2018–2022), za finanční podpory projektů České geologické služby číslo 321180 („Základní geologické mapování“). Dík patří rovněž editorovi a recenzentovi Jiřímu Tomanovi.*

## Literatura

- Buriánek, D. (2010). Metamorfni vývoj metadioritové subzóny v brněnském batolitu. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 2, 95, 131–150.
- Buriánek, D. (2014). Stanovisko ČGS k výskytu azbestu v hornině těžené v Kamenolomu Želešice a jeho zdravotním rizikům. – MS ČGS.
- Buriánek, D., Bubík, M., Franců, J., Fůrychová, P., Havlíček, P., Havlín, A., Gilíková, H., Janderková, J., Kašperáková, D., Kociánová, L., Konečný, F., Krejčí, O., Krumlová, H., Kryštofová, E., Müller, P., Otava, J., Paleček, M., Pecina, V., Pecka, T., Sedláček, J., Sedláčková, I., Šrámek, J., Tomanová Petrová, P., Večeřa, J., Verner, K., Vít, J. (2020). Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 24–342 Brno-jih. – ČGS, 206 s.
- Buriánek, D., Ivanov, M., Janderková, J., Patzel, M. (2022). Importance of accessory minerals for the vertical distribution of uranium and thorium in soil profiles: A case study of durbachite from the Třebíč Pluton (Czech Republic). – *Catena* 213:106166 doi:<https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106166>



- Burkart E. (1953). Moravské nerosty a jejich literatura. – Mährens Minerale und ihre Literatur. – Nakladatelství ČSAV, Praha.
- Červenka, V., Balvín, P., Dítě, P., Doležalová, Z., Dlouhá, B., Frýdl, J., Chmalař, I., John, Z., Kozáková, P., Kurfürst, J., Lebedová, J., Mach, K., Rohon, P., Slavíková, G., Sluka, A., Stárka, L., Stárková, B. (2006). Azbest a jeho nebezpečnost: Vybrané kapitoly ze základní problematiky azbestu. – Praha, Skanska CZ.
- ČSN EN ISO 16000-7 (2008): Vnitřní ovzduší – Část 7: Postup odběru vzorku při stanovení koncentrace azbestových vláken v ovzduší. – ČNI Praha.
- Donaldson, K., Murphy, F. A., Duffin, R., Poland, C. A. (2010). Asbestos, carbon nanotubes and the pleural mesothelium: a review of the hypothesis regarding the role of long fibre retention in the parietal pleura, inflammation and mesothelioma. Part. Fibre Toxicol. 22; 7:5. doi:10.1186/1743-8977-7-5.
- Fečko, P., Kušnierová, M., Lyčková, B., Čablík, V., Farkašová, A. (2003). Popilky – Vysoká škola báňská – Technická univerzita. Ostrava.
- Fuksová, M. (2012). Větrné poměry Brna a okolí. – Bakalářská práce – MS, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Gamble, J. F., Gibbs G.W. (2008). An evaluation of the risks of lung cancer and mesothelioma from exposure to amphibole cleavage fragments. Regulatory Toxicology and Pharmacology 52:S154-S186 doi:https://doi.org/10.1016/j.yrtph.2007.09.020
- Hanžl, P., 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). Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000 24-324 Brno-sever. – Česká geologická služba, Praha, 188 s.
- Hanžl, P., Melichar, R. (1997): The Brno Massif: A section through the active continental margin or a composed terrane ?. – Krystalinikum, Brno, 23, 33–58.
- Hawthorne, F., Oberti, R., Harlow, G., Maresch, W., Martin, R.F., Schumacher, J., Welch, M. (2012). IMA report: Nomenclature of the amphibole supergroup. American Mineralogist 97: 2031–2048. doi:10.2138/am.2012.4276.
- Hawthorne, F. C., Oberti R. (2007). Classification of the Amphiboles. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 67(1): 55–88. https://doi.org/10.2138/rmg.2007.67.2.
- Holoubek, I., Bednář, J., Fara, M., Fiala, J., Hovorka, J., Hůnová, I., Klán, P., Komprda, J., Leníček, J., Skybová, M., Vokounová, Š., Závodský D. (2005). Troposférická chemie. Vydala Masarykova univerzita v Brně roku pro TOCOEN, s.r.o. ISBN 80-210-3656-7. 159 s. https://mapy.geology.cz/geocr500/  
<https://www.bozpinfo.cz/zase-ten-azbest-kdy-muze-zpusobit-poskozeni-zdravi>  
<https://www.denik.cz/ekonomika/kloboucti-resi-azbestova-vlakna-v-ovzduzi-na-namesti-20130829.html>  
[https://www.lidovky.cz/domov/posypovy-sterk-v-ulicich-brna-obsahoval-rakovinotvorna-mineralni-vlakna-rizikovy-je-vsak-i-kamen-z-r.A180908\\_162726\\_ln\\_domov\\_ele](https://www.lidovky.cz/domov/posypovy-sterk-v-ulicich-brna-obsahoval-rakovinotvorna-mineralni-vlakna-rizikovy-je-vsak-i-kamen-z-r.A180908_162726_ln_domov_ele)
- Kočí, M., Kopecká, M., Stiebitz, J. (2013). Průvodce odborně způsobilých osob problematikou bezpečnosti a ochrany zdraví při práci, hornické činnosti a požární ochrany. – ANAG, spol. s r. o. 400 s.
- Koníčková, Š. (2011). Mineralogické studium „plazmy“ ze serpentinitů na západní Moravě. – Bakalářská práce – MS, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Kruťa, T. (1966). Moravské nerosty a jejich literatura 1940–1965. – Moravské muzeum v Brně, Brno.
- Lajčíková, A. – Hornychová, M. (2010). Airborne Asbestos and Associated Health Legislation. Státní zdravotní ústav, Hygiena, Praha, 55(3): 96–101.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. – Amer. Mineral., 82: 9/10, 1019–1037.
- Leichmann, J., Höck, V. (1997). Amfiboly z dioritů metabazitové zóny brněnského masivu jako indikátory jejího metamorfního vývoje. – Geol. Výzk. Mor. Slez. V roce 1996, 4, 101–103.
- Leichmann, J., Höck, V. (2008). The Brno Batholith: an insight into the magmatic and metamorphic evolution of the Cadomian Brunovistulian Unit, eastern margin of the Bohemian Massif. – J. Geosci., 53: 3/4, 281–305.
- Moravcová, O. (1999). Geochemistry of moldanubian amphibolites (Bohemian massif, Czech Republic). – Krystalinikum, 25, 83–103.
- Nařízení vlády č. 361/2007 Sb. Nařízení vlády, kterým se stanoví podmínky ochrany zdraví při práci.
- Němec, D. (1999). Chemical changes in moldanubian amphibolites caused by regional metamorphism. – Krystalinikum, 25, 105–125.
- Novobilský, R. (1982). Petrografická charakteristika hornin metabazitové zóny brněnského masivu v úseku Čebín-Kuřim-Lipůvka. – MS, PřF UJEP, Brno, p 63.
- Směrnice komise 91/659/EHS ze dne 3. prosince 1991, kterou se přizpůsobuje technickému pokroku. Příloha I směrnice Rady 76/769/EHS o sblížení právních a správních předpisů členských států týkajících se omezení uvádění na trh a používání některých nebezpečných látek a přípravků (azbest). Dostupné online: <https://isap.vlada.cz/kopie/revize.nsf/celexp?OpenView&Start=3941>
- Šichtářová, I. (1981.). Moldanubian amphibolites in the area SE of Náměšť nad Oslavou. – Věstník ÚÚG, 56, 4, 203–214.
- Wilimský, D. (2001). Geochemistry of the amphibolites of the Moravicum of the Svratka Dome. Krystalinikum, Stuttgart, 27, 131–175.
- Zákon č. 201/2012 Sb. Zákon o ochraně ovzduší.
- Zákon č. 356/2003 Sb. Zákon o chemických látkách a chemických přípravcích a o změně některých zákonů.

# Podzemní vody hluboké struktury regionálního rozsahu: Pasohlávky – Laa an der Thaya

Groundwater of deep regional aquifer system: Pasohlávky – Laa an der Thaya

Kateřina Chroustová<sup>1</sup> ✉, Adam Říčka<sup>1</sup>, Bibiána Pasternáková<sup>1</sup>, Tomáš Kuchovský<sup>1</sup>,  
Vladimír Opletal<sup>2</sup>, Slavomír Nehyba<sup>1</sup>, Magdalena Bottig<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno, Česká republika

<sup>2</sup> MND a.s., Úprkova 807/6, 695 01, Hodonín, Česká republika

<sup>3</sup> Geologische Bundesanstalt / Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Vídeň, Rakousko

## Key words:

deep aquifer, groundwater flow pattern, mineral water, thermal water, South Moravia, Lower Austria

✉ 436416@mail.muni.cz

## Editor:

Marek Slobodník

## Abstract

The regions of South Moravia in Czech Republic and Lower Austria are well-known for their use of thermal mineral waters for balneological purposes. Mineral waters are exploited from a Jurassic aquifer by two about 1.5 km deep wells MUS-3G (Pasohlávky, Czech Republic) and Laa TH Nord 1 (Laa an der Thaya, Austria). This Jurassic aquifer buried below the Neogene foredeep overlies a crystalline basement of Bohemian Massif and continues to the southeast below the Western Carpathians. Jurassic sediments which are mainly composed of autochthonous carbonates increase their thickness in this direction due to the decline of the crystalline basement. Because of this decline, there are two developments of Jurassic sediments, the shallower on the northwest and the deeper on the southeast. The zone between these two developments is known as the Mušov transition zone. For sustainable mineral water resources development, a groundwater flow pattern and recharge are evaluated. This evaluation includes both the hydrogeologic structure of Jurassic carbonates and hydraulically continuous underlying and overlying rocks. Because of the considerable depth of this hydrogeologic structure, which ranges from 100 to 3 000 metres below sea level, this study was based mostly on archive reports related to deep wells at the study area. The extent of studied units was identified on well-log data and geophysical survey interpretation. The resulting groundwater level contour map is based on the spatial distribution of hydraulic heads ranging approx. from 180 to 220 metres above sea level (masl) that were derived from pressure and water density conditions at the Jurassic aquifer. The general direction of groundwater flow is from northwest and southeast to the drainage zone (hydraulic head approx. 170–190 masl) identified in the middle of the studied area, which is identical to a course of the Mušov transition zone and parallel to the course of Dyje river (water table 170–180 masl). The northwestern part of the studied hydrogeological structure also differs from the southeastern part in a lower total mineralization which indicates active inflow of fresh water. The study was also enhanced by a spatial distribution of hydraulic parameters of all modelled units. These parameters were derived from hydrodynamic tests. The hydraulic conductivity values for the major Jurassic aquifer range from  $6.0 \times 10^{-4}$  to  $1.3 \times 10^{-9}$  m/s. The occurrence of the higher hydraulic conductivity near the drainage zone indicates the presence of a well-developed drainage network.

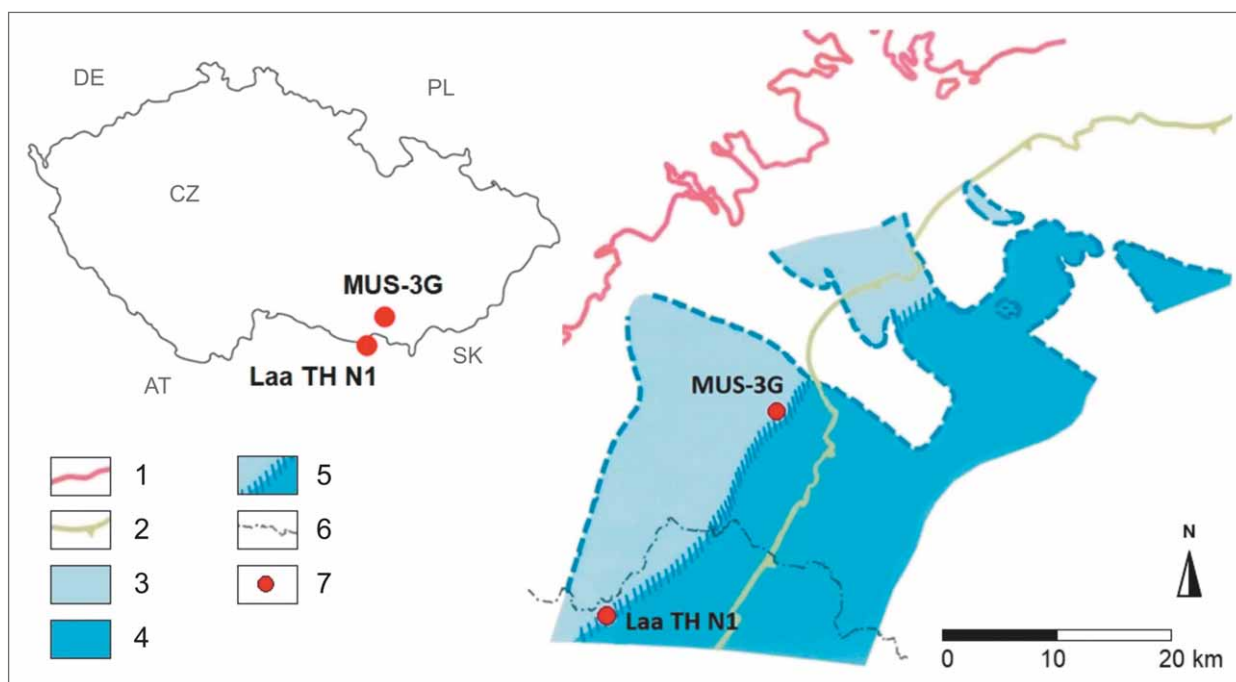
## Doporučená citace článku:

Chroustová, K., Říčka, A., Pasternáková, B., Kuchovský, T., Opletal, V., Nehyba, S., Bottig, M. (2022): Podzemní vody hluboké struktury regionálního rozsahu: Pasohlávky – Laa an der Thaya. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 29, 1–2, 36–43.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-15517>

## Úvod

V okolí jihomoravské obce Pasohlávky a rakouského města Laa an der Thaya dochází k čerpání termálních minerálních vod pro lázeňské účely z prostředí karbonátů jurského stáří vyskytujících se v hloubkách přesahujících 1 km. I přes dlouhodobé využívání této hydrogeologické struktury nebyl doposud objasněn původ a režim jímaných vod. To bylo jedním z cílů projektu Interreg HTPO



Obr. 1: Rozšíření jurských sedimentů s lokalizací hlubokých vrtů využívaných k jímání termálních minerálních vod (Adámek 2005, upraveno). Legenda: 1 – povrchová hranice českého masivu, 2 – čelo příkrovů Vnějších Západních Karpat, 3 – mělký karbonátový vývoj, 4 – hluboký peliticko-karbonátový vývoj, 5 – mušovská přechodová zóna, 6 – státní hranice, 7 – lokalizace čerpaných vrtů. Fig. 1: Distribution of Jurassic sediments with the location of deep wells used for thermal mineral waters extraction (Adámek 2005, modified). Legend: 1 – surface border of the Czech Massif, 2 – Outer Western Carpathian thrust front, 3 – shallow carbonate development, 4 – deep pelitic-carbonate development, 5 – Mušov transition zone, 6 – state border, 7 – localization of pumped wells.

(Hydrotermální potenciál oblasti, ATCZ167). Záměrem této studie je shrnutí dostupných informací o hydrogeologické struktuře jurských karbonátů a okolních hydraulicky spojených hornin za účelem charakterizování hydrogeologických poměrů v kolektoru a identifikování základních směrů proudění podzemních vod.

### Lokalizace a přírodní poměry

Termální minerální vody jsou jímány dvěma vrty, a to vrtem MUS-3G hlubokým 1 455 m (N 48°54'17,811" E 16°34'35,031"), který se nachází u obce Pasohlávky v Jihomoravském kraji a vrtem Laa TH N1 hlubokým 1 448 m (N 48°43'53,7421" E 16°23'22,2877") nacházejícím se ve městě Laa an der Thaya v Dolním Rakousku (obr. 1). Jímané vody jsou vázány na prostředí jurských sedimentů, které v hodnocené oblasti spočívají z velké části bezprostředně na krystalinickém podloží Českého masivu (Kolářová 1991). Faciální vývoj jurských sedimentů lze rozdělit na dva sedimentační cykly: střední, budovaný zejména klastickými sedimenty a svrchní, který se dále rozčleňuje na dva vývoje, které vznikly z důvodu upadajícího reliéfu krystalinického podloží směrem k jihovýchodu. Na severozápadě se tak nachází vývoj mělký – karbonátový, budovaný především vápenci a dolomity, ze kterého se čerpají termální minerální vody o teplotě přibližně 42 °C. Směrem k jihovýchodu, tedy směrem do zahlubující se pánve, se pak usazovaly, kromě karbonátů, také horniny pelitické a vývoj je tak označován jako hluboký, peliticko-karbonátový (Adámek 1986). Přechod těchto dvou vývojů, respektive jejich jednotlivých litostratigrafických členů

označil Adámek (1974 in Adámek 1977) jako takzvanou mušovskou přechodovou zónu (obr. 1).

V nadloží jurských karbonátů spočívají neogenní sedimenty jižní části karpatské předhlubně, která pokračuje dále na jih do molasové zóny Rakouska (Brzobohatý a Cicha 1993). Mocnost výplně předhlubně, tvořené naprosto převažujícím komplexem pelitických, psamitických a psefitických uloženin, narůstá směrem k jihovýchodu (Franzová 1986). Komplexy jurských uloženin jsou postiženy zlomy poklesového charakteru probíhajícími ve směru JZ–SV (Adámek 2005).

### Metodika

Pro získání představy o základních hydrogeologických poměrech bylo využito zejména archivní vrtné dokumentace uložené v archivu Geofondu České geologické služby (tab. 1, e-appx. 1) k dostatečně hlubokým vrtům situovaným v zájmové oblasti. Tyto archivní zprávy pocházejí z 50. až 90. let minulého století, pouze informace k jímacím vrtům MUS-3G (Kocman 2020) a Laa TH N1 (GBA – Rakouská geologická služba) jsou z let 2010 až 2019. K objasnění hydraulických výšek v západní části zájmové oblasti byly využity údaje jak z vrtů Borotice (HV604a) a Slup, pozorovaných Českým hydrometeorologickým ústavem (ČHMÚ), z let 2010 až 2019, tak údaje z archivních zpráv vrtů PMK1, PMK2, PMK6, PMK7, PMK8 a HV604 uložených v Geofondu (archivu ČGS) a archivu Moravských naftových dolů (MND). Rozsahy hodnocených hydrostratigrafických jednotek (litolicky blízké jednotky s podobnými hydraulickými charakteristikami) byly stanoveny na základě interpretace geofyzikálních

Tab. 1: Typ a zdroj vstupních dat k určení hydraulických výšek (přímé pozorování P/ záměr tlaku T).

Tab. 1: Type and the source of the input data for hydraulic heads determination (direct observation P/ pressure measurement T).

vrt	S-JTSK (Krovak East North)		přímé pozorování (P)/ záměr tlaku (T)	zdroj dat
	X	Y		
MUS-1	-602052,60	-1191054,90	T	Geofond (P023792/1)
MUS-2	-601660,00	-1194285,90	T	Geofond (P025048)
MUS-3G	-603933,11	-1192582,87	P	Kocman (2020)
PAS-2G	-606511,06	-1192243,65	T	Fendek and Remšík (1995)
BREZ-1	-607411,10	-1200890,90	T	MND
BREZ-2	-606092,46	-1203362,08	T	MND
NP-4	-609119,33	-1202478,48	T	Kostelníček (1988a)
NP-5	-610597,25	-1202545,36	T	Kostelníček (1988b)
DUN-9	-599846,10	-1195144,00	T	MND
HY-1	-616035,30	-1199710,30	T	Čížek (1963)
Borotice (HV604a)	-627536,00	-1194007,00	P	ČHMÚ
Slup	-633156,00	-1204502,00	P	ČHMÚ
PMK1	-620572,60	-1183355,50	P	ČGS (Geofond)
PMK2	-619631,60	-1183780,20	P	ČGS (Geofond)
PMK6	-616037,00	-1179554,00	P	ČGS (Geofond)
PMK7	-617052,00	-1179130,40	P	ČGS (Geofond)
PMK8	-610687,70	-1178443,60	P	ČGS (Geofond)
HV604	-627909,20	-1193688,20	P	ČGS (Geofond)
Laa TH N1	-619677,29	-1210246,91	P	GBA (Rakouská geologická služba)
Altenmarkt 1	-633112,55	-1225291,66	T	OMV
Altprerau 1	-613804,64	-1203769,90	T	OMV
Altprerau 2	-610772,35	-1204192,83	T	OMV
Altprerau 5	-611673,65	-1204816,39	T	OMV
Dürnleis 1	-633193,67	-1219350,42	T	OMV
Gross-Harras 1	-630200,31	-1214980,32	T	OMV
Hagenberg 1	-618242,85	-1221260,68	T	OMV
Staatz 1	-614043,52	-1216036,29	T	OMV
Stronegg 1	-627365,64	-1222632,51	T	OMV
Wildendurnbach K2	-614257,52	-1207116,14	T	OMV
Wildendurnbach K4	-610981,24	-1209809,59	T	OMV

a karotážních údajů. 3-D geologický model byl sestaven v programu Groundwater Modeling System (Aquaveo).

### Hydraulické výšky

Schéma proudění podzemních vod bylo odvozeno z přímého měření hladiny na 10 vrtech a z archivních měření statického tlaku v místě perforace či na ústí 20 vrtů (tab. 1). Podzemní vody zájmového kolektoru se značně liší svojí hustotou, která byla stanovena programem Pan-System (Weatherford). To je dáno odlišnými tlakovými poměry a rozdíly v jejich teplotě a mineralizaci. Z tohoto důvodu byly naměřené tlaky přepočteny nejprve podle rovnice 1 na hydraulické výšky tzv. „fresh water heads“ ( $h_{f,i}$ ) a následně podle rovnice 2 na hydraulické výšky tzv. „corresponding fresh water heads“ ( $h_{f,r}$ ). Tento postup publikovaný Postem et al. (2007) je založen na použití uniformní hustoty vody  $\rho_f$  ( $\text{kg/m}^3$ ) a společné srovnávací úrovně  $z_r$  (m).

$$h_{f,i} = \frac{\rho_i}{\rho_f} h_i - \frac{\rho_i - \rho_f}{\rho_f} z_i \quad (1)$$

kde  $h_{f,i}$  je hydraulická výška na vrtu, tzv. „fresh water head“ (m),  $\rho_i$  je hustota vody ve vrtu v bodě měření – záměru ( $\text{kg/m}^3$ ),  $\rho_f$  je uniformní hustota vody ( $\text{kg/m}^3$ ),  $h_i$  je hydraulická výška odvozená pro daný vrt bez uvažování

rozdílných hustot vody ve zvodni (m) a  $z_i$  (m) je výšková poloha bodu měření (bod záměru).

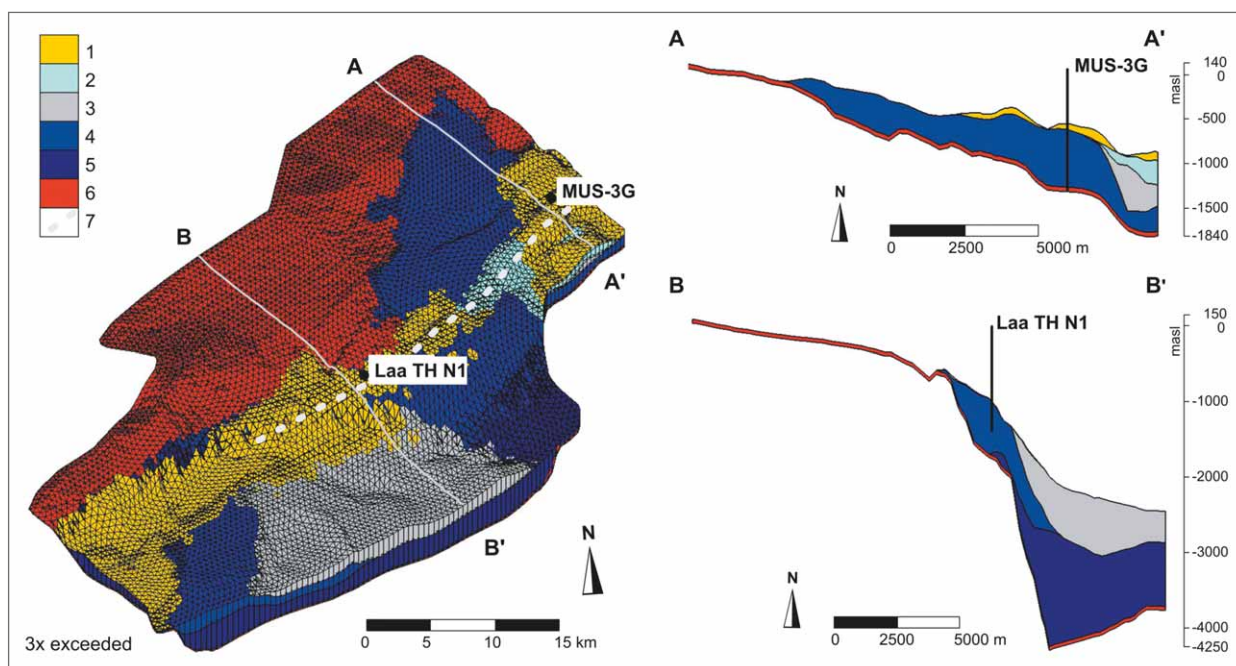
$$h_{f,r} = z_r + \frac{\rho_i}{\rho_f} (h_i - z_i) - \frac{\rho_a}{\rho_f} (z_r - z_i) \quad (2)$$

kde  $h_{f,r}$  je hydraulická výška ve zvodni s rozdílnými hustotami vody (m),  $z_r$  je hloubka srovnávací úrovně (m) a  $\rho_a$  je průměrná hustota vody ( $\text{kg/m}^3$ ) mezi bodem záměru  $z_i$  a srovnávací úrovní  $z_r$  (m).

### Hydraulické vodivosti

Hydraulické vodivosti zájmových jednotek byly odvozeny jak vyhodnocením archivních záznamů hydrodynamických zkoušek provedených na dvaceti vrtech, tak převzaty z archivních zpráv (e-appx. 1). Seznam vrtů společně s metodikou využitou k odvození hydraulických vodivostí je rovněž součástí elektronické přílohy (e-appx. 1). V archivních záznamech je k vrtům uveden pouze záznam tlaků či hladin pozorovaných během čerpacího pokusu či odběru vod s pozorováním následného nástupu. Samotné vyhodnocení testu, ve smyslu stanovení hodnoty hydraulické vodivosti, chybí.

Podle Thiema (1906) byly vyhodnoceny čerpací zkoušky provedené v režimu ustáleného proudění (rovnice 3), přičemž čerpané množství bylo stanoveno podle



Obr. 2: Trojrozměrný geologický model hluboké hydrogeologické struktury s řezy AA' a BB' (3× převýšeno). Legenda: 1 – sedimenty karpatské předhlubně (spodní miocén), 2 – kurdějovské vápence (svrchní jura), 3 – mikulovské slínovce (svrchní jura), 4 – sedimenty svrchní jury (karbonáty), 5 – sedimenty střední jury (klastické sedimenty, karbonáty), 6 – podložní jednotky Českého masivu, 7 – mušovská přechodová zóna.

Fig. 2: Three-dimensional geological model of the deep hydrogeological structure with the cross-sections AA' and BB' (3× exceeded). Legend: 1 – Carpathian foredeep sediments (Lower Miocene), 2 – Kurdějov limestones (Upper Jurassic), 3 – Mikulov Marls (Upper Jurassic), 4 – Upper Jurassic sediments (carbonates), 5 – Middle Jurassic sediments (clastic rocks, carbonates), 6 – basement rocks of Bohemian Massif, 7 – Mušov transition zone.

průměrů trysek, ložiskových statických a dynamických tlaků na ústí v programu Pipe Flow “Nozzle and Venturi nozzle flow calculator” (Pipeflowcalculations.com 2020). Program umožňuje na základě zmíněných vstupních dat určit hodnotu čerpaného množství, a to v případě, že se jedná o jednofázovou tekutinu a průtok přes trysky je v čase neměnný. Poloměr depresního kuželu  $R$  byl určen rovnicí podle Sichardta (Kyrieleis, Sichardt 1930).

$$K = \frac{Q}{2\pi M s_w} \ln \frac{R}{r_w} \quad (3)$$

kde  $K$  je hydraulická vodivost (m/s),  $Q$  je čerpané množství ( $\text{m}^3/\text{s}$ ),  $M$  je mocnost zvodně, resp. testovaného intervalu (m),  $s_w$  je snížení hladiny ve vrtu (m),  $R$  je poloměr depresního kuželu (m) a  $r_w$  je poloměr čerpaného vrtu (m).

Cooper-Jacobovou metodou přímkové aproximace (Cooper a Jacob 1946) byly vyhodnoceny stoupací zkoušky (rovnice 4).

$$K = \frac{T}{M} = \frac{2,303 Q}{4\pi \Delta s} \quad (4)$$

kde  $K$  je hydraulická vodivost (m/s),  $T$  je transmissivita ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $M$  je mocnost zvodně, resp. testovaného intervalu (m),  $Q$  je čerpané množství ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) a  $\Delta s$  je snížení hladiny za jeden logaritmický cyklus času (m).

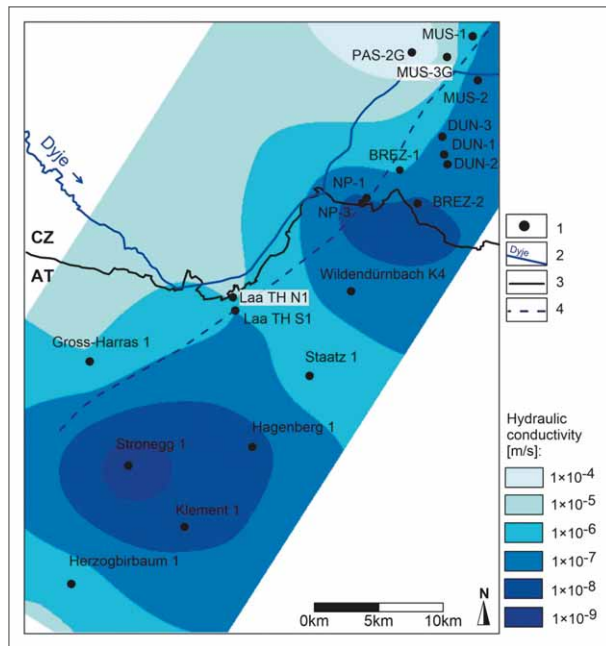
Hydraulická vodivost u vrtu PAS-2G byla určena vyhodnocením čerpací zkoušky provedené v režimu neustáleného proudění (průběh zkoušky popsán v archivní dokumentaci viz e-appx. 1), a to metodou Papadopulos-Cooper (Papadopulos, Cooper 1967).

V archivních záznamech bylo dále dohledáno 21 hodnot hydraulických vodivostí získaných laboratorním testováním na permeamtru (testováno vodou na 100% vodou nasycených jádrech) a 23 hodnot získaných na základě výsledků čerpacích zkoušek.

## Výsledky a diskuze

### Prostorové vymezení kolektoru a jeho hydraulické parametry

Představu o prostorovém rozsahu hydraulicky spojených hydrostratigrafických jednotek tvořících kolektor minerálních a termálních vod poskytuje trojrozměrný digitální model (obr. 2). Tento model obsahuje 6 hydrostratigrafických jednotek. Nejspodnější jednotkou je 50 m mocná vrstva reprezentující zvětralý povrch krystalinika. V jeho nadloží se nachází jednotka sedimentů střední jury (dogger – klastické sedimenty, karbonáty), jejíž výskyt je rozšířen zejména na rakouské části území a na jihovýchodě zájmové oblasti dosahuje mocnosti kolem 1,5 km. Na těchto sedimentech, popř. přímo na krystalinickém podloží, leží hlavní kolektor termálních minerálních vod tvořený karbonáty svrchní jury a dosahující mocností až 660 m. Povrch těchto karbonátů se podle geologického modelu (obr. 2) nachází v hloubkách od 100 do 3 000 m



Obr. 3: Prostorové rozložení hydraulických vodivostí v hlavní struktuře jurských karbonátů. Legenda: 1 – umístění hlubokého vrtu, 2 – řeka Dyje, 3 – státní hranice, 4 – mušovská přechodová zóna.

Fig. 3: Spatial distribution of hydraulic conductivities in the main structure of Jurassic carbonates. Legend: 1 – deep well localization, 2 – river Dyje, 3 – state border, 4 – Mušov transition zone.

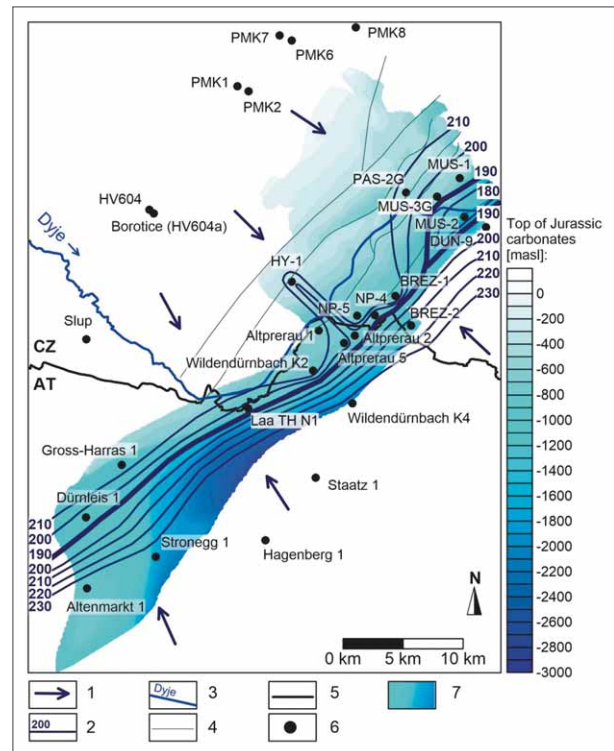
pod povrchem terénu. Do východní části modelu zasahují nepropustné pelitické sedimenty (mikulovské slínovce) dosahujících mocností až 1 km. Nejvýše uloženými hydrostratigrafickými jednotkami jsou propustné spodnomiocenní sedimenty egeru na rakouské a eggenburgu na české straně modelovaného území.

Hydraulická vodivost zmíněných hornin je, s ohledem na značnou hloubku výskytu kolektorských hornin, relativně vysoká. V rámci hlavní jurské hydrogeologické struktury se hydraulické vodivosti pohybují v širokém rozpětí od  $10^{-4}$  do  $10^{-9}$  m/s (obr. 3). Nejvyšší hodnoty hydraulických vodivostí, umožňující aktivnější oběh podzemních vod, byly zaznamenány v mělké severozápadní části zvodně, což může být dané přítomností preferenčních drah proudění, které jsou, podle např. Kiralyho (2003), Kaufmanna et al. (2014) či Liho et al. (2020), v prostředí karbonátových hornin běžně výsledkem rozpouštění horninového prostředí kolem existujících dutin. Rozložení hydraulických vodivostí v podložních a nadložních hydraulicky spojených jednotkách je uvedeno v tabulce 2.

Tab. 2: Hodnoty hydraulických vodivostí (m/s) studovaných hydrostratigrafických jednotek.

Tab. 2: Values of hydraulic conductivities (m/s) of studied hydrostratigraphic units.

hydrostratigrafická jednotka	medián [m/s]	průměr [m/s]	min [m/s]	max [m/s]	SMODCH [m/s]	počet testů
sedimenty spodního miocénu	9,85E-07	2,80E-06	1,56E-07	2,34E-05	6,03E-06	13
kurdějovské vápence	4,83E-07	6,63E-07	1,62E-07	2,22E-06	5,69E-07	12
svrchnojurské karbonáty	8,16E-07	3,36E-05	1,28E-09	6,01E-04	1,27E-04	21
střednojurské sedimenty	2,73E-07	6,56E-06	6,88E-09	6,36E-05	1,62E-05	15
krystalinikum Českého masivu	1,20E-08	–	–	–	–	1



Obr. 4: Mapa hydroizopiez s vyznačenými směry proudění podzemních vod. Legenda: 1 – směry proudění podzemních vod, 2 – izolinie hydraulických výšek (m n. m.), 3 – řeka Dyje, 4 – zlom, 5 – státní hranice, 6 – umístění vrtu, 7 – povrch jurských karbonátů.

Fig. 4: Groundwater level contour map supplied by groundwater flow directions. Legend: 1 – groundwater flow direction, 2 – hydraulic head isolines (m a. s. l.), 3 – river Dyje, 4 – fault, 5 – state border, 6 – well location, 7 – top of Jurassic carbonates.

Rovněž ve střednojurských sedimentech bylo zaznamenáno široké rozpětí hodnot od  $10^{-5}$  do  $10^{-9}$  m/s. Naopak pro prostředí krystalinického podloží byla získána pouze jedna hodnota hydraulické vodivosti  $1,2 \times 10^{-8}$  m/s. Všechny hodnoty hydraulických vodivostí, ať převzatých či vypočtených, jsou pak součástí e-appx. 1, z této přílohy také vychází shrnující hodnoty jednotlivých hydrostratigrafických jednotek uvedené v tabulce 2.

### Proudění podzemních vod

Proudění podzemních vod v hodnocené struktuře bylo charakterizováno na základě odvozených hydraulických výšek. Použitá metoda však vyžaduje stanovení  $\rho_a$  v úseku mezi  $z_1$  a  $z_r$ . Tato hustota byla poměrně dobře stanovitelná v sz. části kolektoru, což je dáno dostatkem vhodně prostorově rozmístěných vrtů s informací o tlaku, teplotě a mineralizaci vody, která se relativně plynule zvyšuje s rostoucí hloubkou. Na vrtech v jv. části zvodně nebylo možné, kvůli značné proměnlivosti v mineralizaci vod a nevhodnému prostorovému rozložení vzorkovaných vrtů,

spolehlivě stanovit  $\rho_a$  v rovnici 2, a tedy stanovit hodnoty  $h_{fr}$  (tab. 3). Interpolací hodnot  $h_{fi}$  a  $h_{fr}$  bylo ověřeno, že směry proudění jsou prakticky identické. Z tohoto důvodu byly k vytvoření mapy hydroizopiez (obr. 4) a určení směrů proudění podzemních vod, využity hodnoty  $h_{fi}$  (rovnice 1) uvedené v tabulce 3. Ke zhotovení této mapy bylo využito archivních zpráv z 50. až 90. let minulého století a rovněž měření z let 2010 až 2019. Aktuální rozložení hydraulických výšek tak není možné uvést. Dlouhodobý vývoj hladin podzemních vod je znám jen z vrtu MUS-3G, na kterém došlo mezi roky 2010 až 2019 k poklesu hydraulické výšky o cca 5 m. To je však způsobeno především navýšením odběru termálních vod.

Podle směrů proudění podzemních vod byly určeny zóny jejich infiltrace a drenáže. Podzemní vody proudí od SZ a od JV směrem k drenážní zóně, jejíž přítomnost byla identifikována v centrální části zájmové oblasti (obr. 4). Hladiny podzemních vod se v této zóně pohybují na úrovni od cca 170 do 190 m n. m. Drenážní zóna zde probíhá paralelně s mušovskou přechodovou zónou. Podél této zóny přetékají termální vody do nadloží. Z odvozených směrů proudění podzemních vod a paralelního průběhu zóny drenáže s řekou Dyjí v sv. části hodnocené struktury je zřejmé, že část minerálních vod je drénována řekou Dyjí, jejíž úroveň hladiny je v tomto úseku 180–170 m n. m.

Podzemní vody přitékající od SZ pocházejí z oblasti českého masivu a doplňují mělkou část karbonátové zvodně, tedy část, ze které jsou jímány termální minerální vody. Tyto podzemní vody přitékají do hodnocené struktury přes zónu zvětralého krystalinického podloží. O přítoku podzemních vod z tohoto směru svědčí také relativně nízké mineralizace pohybující se podle Pasternákové et al. (2021) od 0,5 do 12 g/L. Aktivnější oběh podzemních vod proudících v hloubkách dosahujících až 1 400 m pod terénem podporují rovněž zóny zvýšených hydraulických vodivosti indikované na nátokové straně jurské zvodně a v oblasti drenáže.

Tab. 3: Hustoty podzemních vod ( $\rho_i$ ) určené programem PanSystem (Weatherford) v bodě záměru ( $z_i$ ), podle kterých byly odvozeny hydraulické výšky tzv. „fresh water heads“ ( $h_{fi}$ ) a tzv. „corresponding fresh water heads“ ( $h_{fr}$ ). Součástí tabulky jsou zdroje vstupních dat pro výpočet hustoty. Tab. 3: Groundwater densities ( $\rho_i$ ) determined by program PanSystem (Weatherford) at the measurement points ( $z_i$ ), which were used for derivation of hydraulic heads: fresh water heads ( $h_{fi}$ ) and corresponding fresh water heads ( $h_{fr}$ ). The sources of the data used for groundwater densities calculations are included in the table.

vrt	$z_i$ [m n. m.]	$\rho_i$ [kg/m <sup>3</sup> ]	$h_{fi}$ [m n. m.]	$h_{fr}$ [m n. m.]	zdroj dat
MUS-1	-1277,74	994,90	194,25	193,41	Geofond (P023792/1)
MUS-2	-1654,37	1012,75	172,63	–	Geofond (P025048)
MUS-3G	-1126,84	994,76	191,11	190,74	Kocman (2020)
PAS-2G	-513,92	994,34	205,70	207,02	Fendek and Remšík (1995)
BREZ-1	-822,40	992,18	211,27	211,36	MND
BREZ-2	-1650,46	1000,24	211,63	–	MND
NP-4	-795,64	996,09	194,01	194,52	Kostelníček (1988a)
NP-5	-840,17	992,96	228,51	228,65	Kostelníček (1988b)
DUN-9	-981,55	1000,24	194,55	–	MND
HY-1	-483,83	995,55	202,80	–	Čížek (1963)
Borotice (HV604a)	202,50	1000,38	220,95	224,26	ČHMÚ
Slup	58,93	1000,24	194,05	197,24	ČHMÚ
PMK-1	155,49	999,94	212,45	212,02	ČGS (Geofond)
PMK-2	171,00	999,92	218,08	217,63	ČGS (Geofond)
PMK-6	152,32	998,52	213,28	212,53	ČGS (Geofond)
PMK-7	159,51	998,42	224,99	224,17	ČGS (Geofond)
PMK-8	103,15	997,93	195,02	193,97	ČGS (Geofond)
HV604	156,10	1000,41	190,57	193,77	ČGS (Geofond)
Laa TH N1	-1102,00	998,60	191,75	191,50	GBA (Rakouská geologická služba)
Altenmarkt 1	-1688,90	1004,74	253,35	–	OMV
Altprerau 1	-701,00	995,94	213,24	213,58	OMV
Altprerau 2	-879,00	994,70	198,99	199,22	OMV
Altprerau 5	-825,00	995,41	203,86	204,25	OMV
Dürnleis 1	-1158,00	999,86	197,09	195,93	OMV
Gross-Harras 1	-1260,00	996,00	218,23	216,83	OMV
Hagenberg 1	-2576,40	999,19	261,94	–	OMV
Staatz 1	-3125,00	978,46	167,01	–	OMV
Stronegg 1	-1911,00	991,52	246,01	–	OMV
Wildendürnbach K2	-918,00	996,48	210,35	210,47	OMV
Wildendürnbach K4	-2155,00	1008,65	243,79	–	OMV

Podzemní vody přitékající k zóně drenáže od JV doplňují podstatně hlubší část zájmové oblasti studovaného kolektoru. Přítok vod z tohoto směru dokládají i výrazně vyšší mineralizace, pohybující se od 20 do 56 g/L (Pasternáková et al. 2021). Tyto podzemní vody k drenážní zóně přitékají z oblasti značně hlubokého a mocného kolektoru obsahujícího zřejmě velké zásoby fosilních vod.

### Závěr

Získaná představa o základním konceptu charakterizované hydrogeologické struktury je důležitá pro další rozvoj místního lázeňského resortu jak na české, tak na rakouské straně studovaného území. Výsledky studia nabízí i náhled na proudění podzemních vod v kolektoru dosahujícího neobyčejných hloubek.

Na základě prostorového rozložení hydraulických výšek byly identifikovány směry proudění podzemních vod, které do hydrogeologické struktury, tvořené především jurskými karbonáty, přitékají od SZ a JV, a jsou drénovány v protáhlém úseku probíhající paralelně s mušovskou přechodovou zónou. Severovýchodní část

kolektoru je zřejmě drénovaná řekou Dyjí. Podél drenážní zóny byly zároveň identifikovány vysoké hodnoty hydraulických vodivostí, typických pro karbonátové zvodně s dobře vyvinutou sítí krasových kanálů. Přítok podzemních vod ze SZ, z Českého masivu, rovněž dokládají poměrně nízké mineralizace vod zaznamenané v SZ části zájmového území, ve které se nacházejí vrty jímající termální minerální vrty pro potřeby lázní v Pasohlávkách a v Laa an der Thaya. Část vod přitéká k drenážní zóně také z JV, kde se vyskytují mocné sedimentární sekvence obsahující fosilní vody s omezenou možností jejich doplňování, což se odráží v jejich vysoké mineralizaci.

#### *Poděkování*

*Tento článek vznikl v rámci přeshraničního projektu Interreg HTPO (Hydrotermální potenciál oblasti, ATCZ167). Autoři děkují editorovi Markovi Slobodníkovi za cenné komentáře a rady. Díky patří rovněž recenzentům za podnětné připomínky vedoucí ke zkvalitnění příspěvku.*

#### **Elektronická příloha (electronic attachment):**

e-appx. 1: Tabulka shrnující výsledné hodnoty hydraulických vodivostí  $k$  (m/s), které byly převzaty (P) nebo vypočteny (V). V tabulce je uveden typ testu a metodika použitá k výpočtu (ČZ – čerpací zkouška, SZ – stoupací zkouška, laboratorně). Zdroj dat je uveden v posledním sloupci.

e-appx. 1: Table summarizing the resulting values of hydraulic conductivities  $k$  (m/s), which were found in archive reports (P) or calculated (V). The table shows the type of test and the methodology used for calculation (ČZ – pumping test, SZ – recovery test, laboratory tested). Last column shows the data source.



## Literatura

- Adámek, J. (1977). Několik poznámek o nových výsledcích v oblasti jižní části karpatské předhlubně. – *Zemní plyn a nafta*, 22, 1, 7–12.
- 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.
- Adámek, J., Balun, P., Dostálek, J., Guryča I., Jandová, B., Karbanová, E., Michalíček, M., Němcová, A., Řehánek, J. (1990). Geologická část závěrečné zprávy o geotermálním vrtu Mušov-3 (G). – MS, Moravské naftové doly, s. p., odbor průzkumné geologie. Hodonín.
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., Hunt, R. J. (2015). *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. Second Edition. – Elsevier. Amsterdam.
- Beňáková, E. (1995). Dílčí závěrečná zpráva o reinjektážním vrtu Pasohlávky-2G, Výsledky hydrogeologického měření při čerpací a reinjektážní zkoušce. – In: Papež, Z., Svoboda, B. (eds): *Závěrečná zpráva o reinjektážním vrtu Pasohlávky-2G, Příloha A/15*. – MS, Geologické inženýrství a.s., Brno.
- Brzobohatý, R., Cicha, I. (1993). Karpatská předhlubně. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska. Sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. Dr. Karla Zapletala, 123–128*, Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd PŘF MU, Brno.
- Cooper, H. H., Jacob, C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. – *Transactions of the American Geophysical Union*, 27, 526–534.
- Čížek, L. (1963). Výroční geologická zpráva o výsledcích hlubinného průzkumu v jihozápadní části čelní prohlubně. – MS, ČND průzkumně-těžební závod. Lužice.
- Fendek, M., Remšík, A. (1995). Vyhodnotenie čerpacej a stúpajacej skúšky z vrtu Pasohlávky-2G. – In: Papež, Z., Svoboda, B. (eds): *Závěrečná zpráva o reinjektážním vrtu Pasohlávky-2G, Příloha B*. – MS, Geologické inženýrství a.s. Brno.
- Franců, J., Pereszélyi, M., Jurenka, L., Jirman, P. (2019). Zpracování historických dat a petrografických charakteristik hornin včetně porozity. Výstup A. Dílčí výstup – A1. Závěrečná výzkumná zpráva. – MS, Česká geologická služba. Brno.
- Franzová, M. (1986). Neogenní sedimenty jihozápadní části karpatské předhlubně – hydrogeologická syntéza, I. fáze. – MS, Geotest, n. p. Brno.
- Kaufmann, G., Gabrovšek, F., Romanov, D. (2014). Deep conduit flow in karst aquifers revisited. – *Water Resources Research*, 50, 6, 4821–4836.
- Kiraly, L. (2003). Karstification and Groundwater Flow. – *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1, 3, 155–192.
- Kocman, T. (2020). Expertní vyhodnocení režimních měření na vrtu MU3G. – MS, KOCCMAN envimonitoring. Brno.
- Kolářová, M. (1991). Hydrogeologické poměry ropoplynonosných oblastí Moravy. – Ústřední ústav geologický, sv. 64. Praha. 229 s.
- Kostelníček, P. (1988a). Závěrečná zpráva o vrtu předběžného průzkumu Nový Přerov-4. – MS, Naftový a plynárenský priemysel, Moravské naftové doly, k.p., odbor průzkumné geologie. Hodonín.
- Kostelníček, P. (1988b). Závěrečná zpráva o vrtu předběžného průzkumu Nový Přerov-5. – MS, Naftový a plynárenský priemysel, Moravské naftové doly, k.p., odbor průzkumné geologie. Hodonín.
- Krásný, J., Císlerová, M., Čurda, S., Datel, J. V., Dvořák, J., Grmela, A., Hrkal, Z., Kříž, H., Marszałek, H., Šantrůček, J., Šilar, J. (2012). *Podzemní vody České republiky: Regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod*. – Česká geologická služba. Praha. 1145 s.
- Kyrieleis, W., Sichardt, W. (1930). *Grundwasserabsenkung bei Fundierungsarbeiten*. – Springer, Berlin.
- Li, X., Ke, T., Wang, Y., Zhou, T., Li, D., Tong, F., Wen J. (2020). Hydraulic Conductivity Behaviors of Karst Aquifer With Conduit-Fissure Geomaterials. – *Frontiers in Earth Science*, 8, 30, 1–10.
- Papadopoulos, I. S., Cooper, H. H. (1967). Drawdown in well of large diameter. – *Water Resources Research*, 3, 1, 241–244.
- 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.
- Pipeflowcalculations.com (2020). Pipe Flow Calculators. – Dostupné na: [www.pipeflowcalculations.com/index.xhtml](http://www.pipeflowcalculations.com/index.xhtml), 28. 07. 2020.
- Post, V., Kooi, H., Simmons, C. (2007). Using hydraulic head measurements in variable-density ground water flow analyses. – *Ground Water*, 45, 6, 664–671.
- Thiem, G. (1906). *Hydrologische Methoden*. – Gebhardt. Leipzig.

# Sedimenty spodního badenu na lokalitě Zaječí hora

Lower Badenian deposits on the locality of Zaječí hora

Slavomír Nehyba<sup>1</sup> ✉, Rostislav Brzobohatý<sup>1</sup>, Karel Diviš<sup>2</sup>, Růžena Gregorová<sup>2</sup>, Pavla Tomanová Petrová<sup>3</sup>

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

<sup>2</sup> Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno, Česká republika

<sup>3</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 68 Brno, Česká republika

## Key words:

Lower Badenian, sedimentology, paleoecology, foraminifers, otoliths, shark tooth, lithofacies, Carpathian Foredeep

✉ slavek@sci.muni.cz

## Editor:

Martin Ivanov

## Abstract

Lower Badenian deposits were newly exposed at Zaječí hora Hill (Brno city). Sedimentological and paleontological study of the succession recognised two facies associations. The lower one was formed by the lower Badenian clastic deposits known locally as “Brno sands”. The upper one is formed by the lower Badenian offshore clays known as “tegel”. The Neogene beds were covered by Quaternary loess loam. Lower Badenian succession is interpreted as progradation of the Gilbert-type delta foreset into relatively deep basin followed by the flooding of the area by the open sea. The position of the locality close to a steep basin margin was prone to reflect role of local factors influencing the depositional processes and conditions.

## Úvod

Extenzivní výstavba především rodinných domků vede k situaci, kdy se v intravilánu města Brna nově objevují krátkodobé odkryvy, které mohou někdy poskytnout zajímavé informace o detailní geologické stavbě zájmové oblasti. Jeden z takových odkryvů byl dokumentován na lokalitě Sadová 98/Zaječí hora v s. části Brna, v katastrálním území Sadová. Území se nachází mezi městskými částmi Brno-Lesná a Brno-Královo Pole, j. od části Brno-Soběšice.

Práce předkládá především sedimentologické a paleontologické zhodnocení lokality a jejich interpretaci ve srovnání se známými poznatky. Pozice lokality včetně geologické mapy jejího nejbližšího okolí jsou prezentovány na obrázku 1.

## Metodika

Odkryv byl hodnocen klasickými sedimentologickými metodami (např. Walker, James 1992). Pro mikropaleontologické zpracování byly odebrány vzorky B, B1, C a D, pro další studium bylo nutné sediment namočit do roztoku jedlé sody a plavit na sítu o velikosti oka 0,063 mm. Vysušené reziduum bylo studováno pod binokulárním mikroskopem zn. Nikon SMZ 745T, posléze byly vybrány druhy determinovány (foraminifery, žraločí zuby, otolity). Foraminifery byly studovány ze všech odebraných vzorků, žraločí zuby a otolity ze společného vzorku D.

## Výsledky a interpretace

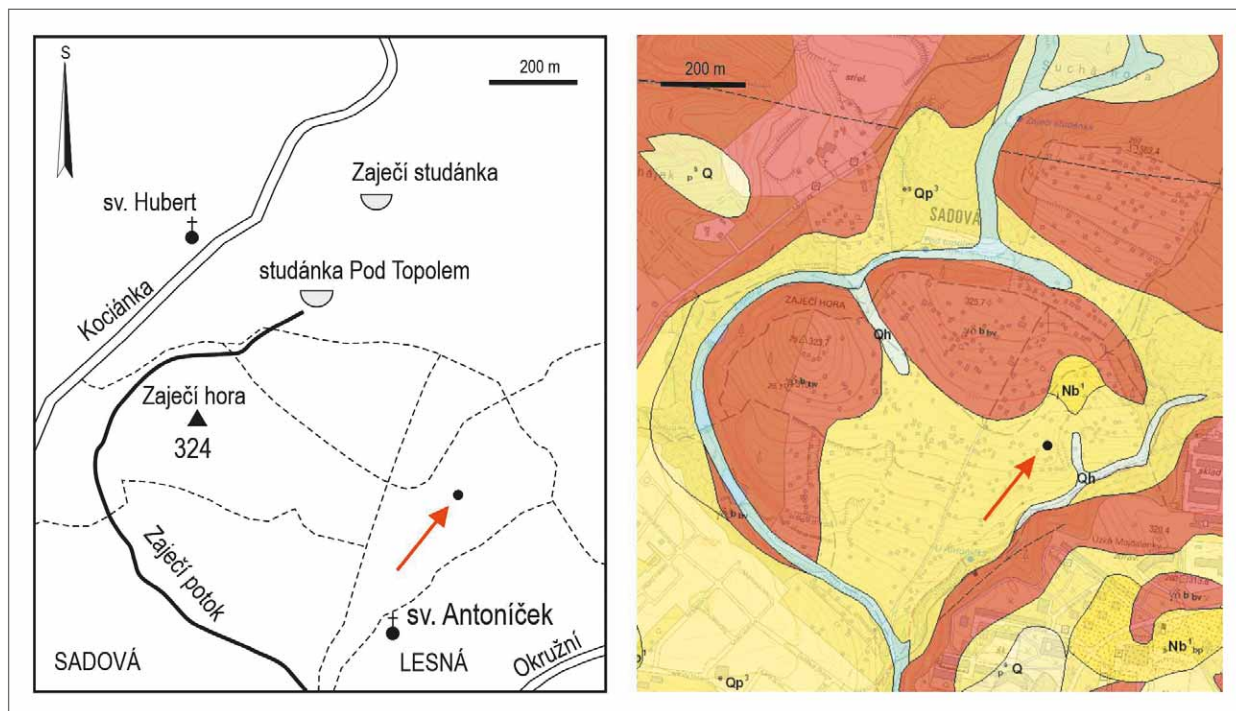
### Sedimentologie

V rámci umělého odkryvu (stavební výkop) byl na lokalitě zastižen sedimentární profil, v němž byly zjištěny dvě litofacie spodnobadenských sedimentů

## Doporučená citace článku:

Nehyba, S., Brzobohatý, R., Diviš, K., Gregorová, R., Tomanová Petrová, P. (2022). Sedimenty spodního badenu na lokalitě Zaječí hora. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 29, 1–2, 44–49.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-20840>



Obr. 1: Situace studované lokality (A) a geologická mapa oblasti (B). Legenda k obr. B: Kvartér: Qh – splachové písčito-hlinité sedimenty (holocén),  $ps\ Q$  – svahové písčito-hlinité až hlinito-písčité sedimenty, (pleistocén–holocén),  $es\ Qp^3$  – svrchnopleistocénní spraše s příměsí svahovin,  $c\ Qp^3$  – spraše a sprašové hlíny (svrchní pleistocén); karpatská předhlubeň:  $s\ Nb^1_{bp}$  – štěrky a písky spodního badenu (brněnské písky); brněnský masív:  $ydb_{bv}$  – středně až hrubě zrnitý biotitický granodiorit (neoproterozoikum). Mapový podklad [www.geology.cz](http://www.geology.cz).

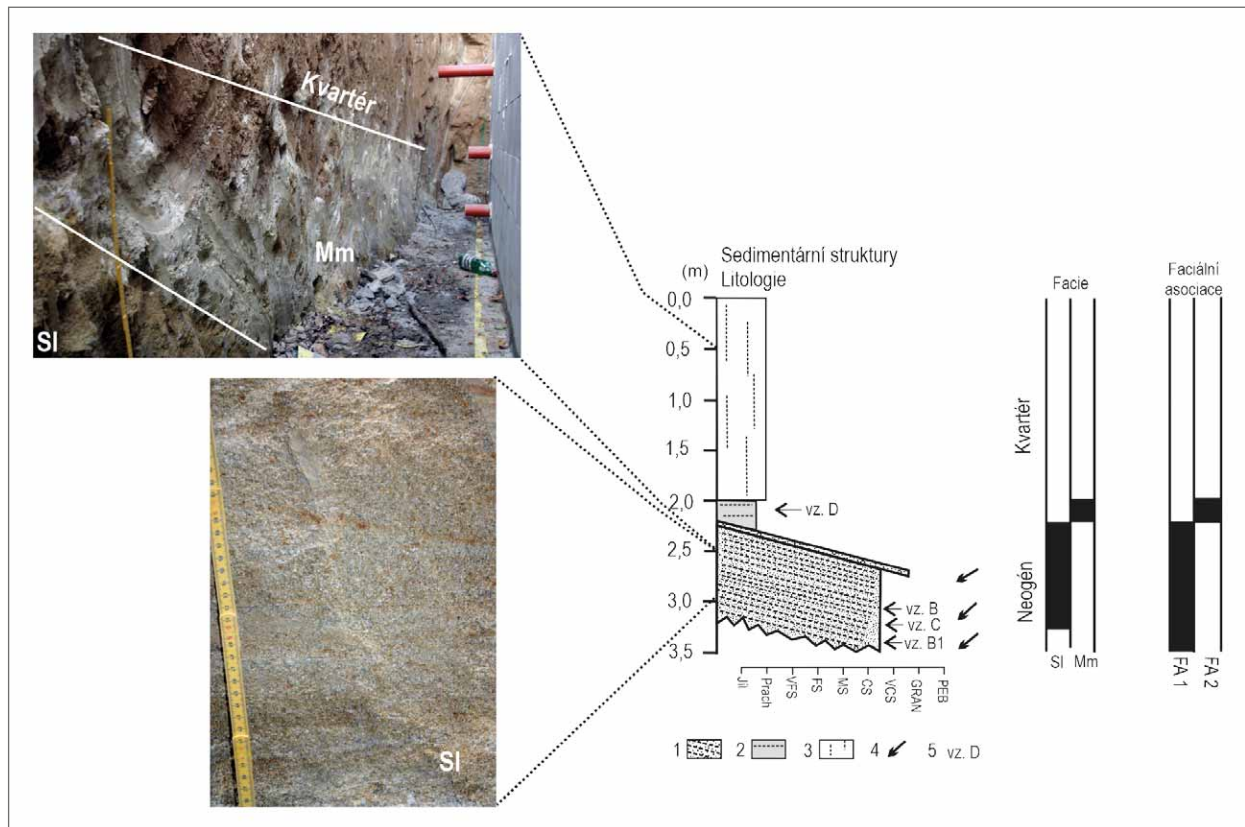
Fig. 1: Situation of the locality under study (A) and geological map of the area under study (B). Legend to the Fig B: Quaternary: Qh – wash sandy-loamy sediments (Holocene),  $ps\ Q$  – slope sandy-loam to loam-sandy sediments (Pleistocene–Holocene),  $es\ Qp^3$  – Upper Pleistocene loess with slope sediments,  $c\ Qp^3$  – loess and loess loams (Upper Pleistocene); Carpathian Foredeep:  $s\ Nb^1_{bp}$  – lower Badenian gravels and sands (Brno sands); Brno Massif:  $ydb_{bv}$  – medium to coarsely grained biotite granodiorite (Neoproterozoic). Map data [www.geology.cz](http://www.geology.cz).

(litofacie Mm a Sl). Příklady litofacií jsou prezentovány na obrázku 2. Neogenní sedimenty byly překryty až 2 m mocnými sprašovými hlínami. Popis litofacií a jejich základní interpretace jsou prezentovány v tabulce 1. Jednotlivé vyčleněné litofacie představují současně dvě faciální asociace (FA) s výrazně odlišným depozičním prostředím. FA 1 je tvořena litofacií Sl a představuje spodní část odkrytého profilu neogenních sedimentů. Faciální asociace 2 se nachází v nadloží faciální asociace 1 a je tvořena litofacií Mm.

**Interpretace:** Typickým znakem FA 1 je tzv. šikmé zvrstvení velké škály. Tyto sedimenty jsou v zájmové oblasti označovány jako brněnské písky (Krystek 1974) a považovány za „bazální“ či okrajová spodnobadenská klastika. Jejich podloží nebylo na odkryvu zastíženo. Vzhledem k tomu, že v širším okolí je podloží brněnských písků tvořeno řadou stratigraficky i petrograficky odlišných hornin, je obtížné spekulovat o konkrétní situaci. Šikmé zvrstvení velké škály v rámci FA 1, hodnoty jeho úklonu ( $20^{\circ}$ – $30^{\circ}$ ) i zjištěné reaktivační plochy svědčí o sedimentaci z gravitačních proudů (Nemec 1990), konkrétněji především z tzv. řídkých turbiditních proudů („low-density turbidity currents“ – Lowe 1982). Tento typ sedimentace lze na základě srovnání s ostatními lokalitami brněnských písků spojit se sedimentací v rámci subakvatického svahu hrubozrné delty (Postma 1990), tj. tzv. foreset a doložit

na něm směr transportu k JZ. Absence sedimentů deltové plošiny (topset) může odrážet sedimentaci ve značně ukloněném reliéfu, na sedimentární těleso charakteru kužele („fan delta?“), případně na postdepoziční odstranění plošiny (?). Sedimentace z turbiditních proudů by mohla ukazovat na relativní pokles/nedostatek depozičního prostoru v rámci čela hrubozrné delty (Gobo et al. 2014), ale spíše evokuje formování svahu hrubozrné delty v relativně morfologicky omezeném prostoru, kdy dominuje role přívalové sedimentace s následnou tvorbou turbiditních proudů na podvodních svazích (Gobo et al. 2015). Tuto interpretaci podporuje i srovnání s obdobnými sedimenty v nedaleké Divišově čtvrti (Tomanová Petrová et al. 2018), kde zastíženo litostratigraficky odpovídající sedimenty vykazují směr transportu k SV. V rámci morfologicky omezeného prostoru pak směr progradace jednotlivých/dílčích deltových vějířů řídí především lokální sklon reliéfu a jeho konfigurace. Tyto lokality, tj. Sadová a Divišova čtvrť, představují v rámci prostoru sedimentace brněnských písků jejich relativně periferní výskyt ve vyšší nadmořské výšce, kde lokální vlivy mohou být zcela určující.

Vápnité jíly litofacie Mm, tj. sedimenty FA 2, odpovídají marinním spodnobadenským sedimentům známým jako „tégly“, které jsou spojovány s pelagickou sedimentací otevřeného moře (Nehyba et al. 2008a). Ostrá hranice



Obr. 2. Sedimentární profil a přehled studovaných litofacií na lokalitě Zaječí hora s vyznačenými odebranými vzorky. Legenda: 1 – hrubozrný až velmi hrubozrný písek; 2 – prachovitý jíl; 3 – sprašová hlína; 4 – směr transportu; 5 – pozice odebraných vzorků. Fig. 2: Sedimentary log and studied lithofacies at the locality Zaječí hora with marked samples taken. Legend: 1 – Coarse to very-coarse grained sand; 2 – Silty clay; 3 – Loess loam; 4 – Transport direction; 5 – Position of the studied samples.

spodnobadenských jíílů a píísků, absence strukturních znaků spojených s vlivem vlnění, výčasu či říční činnosti, vcelku podporují představu o relativně hlubším prostředí s výrazným sklonem, do kterého progradovala tělesa/tělesa brněnských píísků (srovnej např. Nehyba et al. 2008b; Tomanová Petrová et al. 2018).

### Paleontologie

#### Žraločí fauna

Ve výplavu z cca 50 kg vápnných jíílů litofacie Mm bylo získáno celkem 9 žraločíh zubů o velikosti kolem 1 mm. Jejich detailní systematické zpracování bude předmětem samostatné publikace zahrnující i materiál z Divišovy čtvrti – Brno sever (Tomanová Petrová et al. 2018) a Litenčic (Gregorová et al. 2020). Ve společenstvu lokality Zaječí hora byl identifikován zub žraloka límcového *Chlamydoselachus* sp. z čeledi Chlamydoselachidae; další 4 zástupci žraloků patří do řádu ostrounů Squaliformes, čeledi Centrophoridae (*Deania* sp.), Etmopteridae (*Paraetmopterus* sp.), Somniosidae (*Centroselachus* sp.) a Dalatiidae (*Squaliolus* sp.). Řád Carcharhiniformes je ve společenstvu zastoupen čeledí Triakidae s druhem *Triakis* sp. a čeledí Scyliorhinidae (gen. et sp. indet.). *Chlamydoselachus* sp. byl vzácně zaznamenán v oligocénu na lokalitě Bystřice nad Olší (Cappetta et al. 2016). Recentní zástupce tohoto žraloka *Chlamydoselachus anguineus* Garman, 1884 žije v hloubkách mezi 120–1 280 m (Compagno 1984a). Recentní druh *Deania calcea* (Lowe, 1839)

se pohybuje v blízkosti dna v hloubkách od 60 do 1 490 m, obvykle v zóně od 400–1 490 m (Cox, Francis 1997) a Springer (1990). Podobné hloubkové nároky vykazují všichni recentní squaliformní zástupci fosilních druhů ve společenstvu na lokalitě Zaječí hora. Zástupce čeledi Etmopteridae *Etmopterus spinax* (Linnaeus, 1758) je batydemerzální, pohybující se v hloubkách 200–2 490 m, obvykle v hloubce 200–500 m (Jones et al. 2003). Druh čeledi Somniosidae *Centroselachus crepidater* (Barbosa du Bocage et de Brito Capello, 1864) je batydemerzální 230–1 500 m (Cox, Francis 1997). Zástupce čeledi Dalatiidae *Squaliolus laticaudus* Smith et Radcliffe, 1912 je řazen mezi batypelagické oceánodromní druhy žijící v hloubkách od 200 do 1 200 m (Reiner 1996; Riede 2004). Recentní zástupci čeledi Scyliorhinidae (máčky) jsou typicky demerzální žraloci, pohybující se v hloubkách s širokým rozsahem od mělkého pobřeží až po hloubky 2 000 m (Compagno, Niem 1998). Jediným taxonem, který se výrazně odlišuje svými hloubkovými nároky, je recentní druh *Triakis semifasciata* Girard, 1855, který se pohybuje v příbřežních mělkých zónách (Compagno 1984b).

#### Otolity

V odebraném vzorku z FA 2 bylo zjištěno následující společenstvo otolitů: *Benthoosema fitchi* Brzobohaty et Schultz, 1978 (8 ks), *Hygophum hygomi* (Lütken, 1892) (3 ks), *Diaphus metopoclampoides* Steurbaut, 1983 (1 ks),

Tab. 1: Vyčleněné litofacie na lokalitě Zaječí hora a jejich interpretace.

Tab. 1: List of lithofacies and their interpretations.

Symbol	Popis	Interpretace
Sl	Světle žlutošedý, žlutohnědý, rezavě smouhovaný hrubozrný až velmi hrubozrný písek. Podél svrchní vrstevní plochy lamina s poloostrohrannými i polozaoblenými klasty až kolem 1 cm (osa A). Vcelku dobře vytříděný, občasný výskyt gravelitu. Planárně paralelní zvrstvení, lineární průběh lamin, typicky drobné rozdily v zrnitosti přilehlých poloh / lamin. Deskovitá tělesa o mocnosti 10–20 cm, občasné konvexní reaktivací plochy. Úklon vrstevnatosti mezi 12° a 25°. Nevápnitý. Špatně zřetelný trend hrubnutí směrem vzhůru.	Trakční sedimentace, "low-density turbidity currents" (Lowe 1982).
Mm	Špinavě zelený až sytě olivově zelený prachovitý jílu, masivní až slabě planárně paralelně laminovaný, silně vápnitý, relativně dobře vytříděný (tj. bez přítomnosti hrubší frakce). Ostrá ukloněná báze (úklon cca 20°–25°). Deskovité ploše uložené těleso s nerovnou ostrou svrchní hranicí. Tzv. spodnobadenský tégl.	Sedimentace ze suspense, pelagický sediment.

*Diaphus taaningsi* Norman, 1930 (4 ks), *Diaphus* aff. *regani* Taaning, 1932 (2 ks korrod.), *Diaphus* sp. (130 ks juvenilní, korodované), úlomky *Gadomus* aff. *tejkali* (Brzobohatý et Schultz, 1978) (2 ks), Gobiidae sp. – gen. et sp. indet. (2 juvenilní neurčitelné ks). Uvedené otolity představují reliktní „téglovou“ asociaci badenu karpatské předhlubně složenou především z juvenilních, silně korodovaných a rozlámaných jedinců. Zastoupeny jsou prakticky pouze otolity myctophidů, ostatní taxony jsou reprezentovány jen ojedinělými úlomky.

Druhy čeledi Myctophidae *Benthoosema fitchi*, *Hygophum hygomi*, *Diaphus metopoclampoides*, *D. taaningsi* a *D. regani* tvoří běžnou součást mezopelagické rybí fauny spodnobadenských společenstev v rakouské, moravské i polské části karpatské předhlubně, i když zde nepatří k nejhojnějším taxonům. *Hygophum hygomi*, *Diaphus taaningsi* a *D. regani* žijí ještě i v recentních mořích. Čeď Myctophidae zahrnuje ryby vesměs s významnými adaptacemi na afotické prostředí (světelnými orgány), které byly už během oligocénu u této skupiny jednoznačně vvinuty. Myctophidae však většinou podnikají typické vertikální noční migrace z větších hloubek k hladině. Často se tedy vyskytují v profilech spolu s prvky mělkovodními.

Hlubokovodní prostředí signalizují i ryby rodu *Gadomus*, které v recentu žijí v hloubkách vod pod 400 m. V dnešním mediteránu absentují, žijí v pánvích Atlantiku, Indiku a Pacifiku a představují v badenských profilech součást paleomediteránní ichtyofauny, která se po paleogeografických a klimatických změnách v závěru neogénu do oblasti Středozemního moře nevrátila (Brzobohatý, Nolf 2018).

Pouze neurčitelní juvenilní jedinci čeledi Gobiidae by upozorňovali na mělkovodní podmínky sedimentace v rámci sublitorálu.

Dominantní výskyt juvenilních, úlomkovitých a oválených myctophidů a ojedinělý výskyt úlomků jiných skupin (Gadidae, Gobiidae) signalizujících odchýlné životní podmínky a různá prostředí života ukazuje na možnou interpretaci společenstva jako synchronní redepozice v rámci spodního badenu karpatské předhlubně.

### Foraminifery

Společenstva foraminifer byla získána z několika poloh z litofacie FA 1 (vzorky B, B1 a C) a z litofacie FA 2 (vzorek D). Níže jsou popsána společenstva foraminifer od podloží do nadloží. Ze spodnobadenských klastik byly odebrány tři vzorky, od podloží do nadloží vzorky B1, C

a B a vzorek D pocházel z nadložního spodnobadenského jílu (viz obr. 2).

Společenstvo vzorku B1 (jemnozrný písek) obsahovalo výraznou převahu planktonních druhů *Orbulina suturalis* Brönnimann, dominující *Trilobatus trilobus* (Reuss), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Globigerina praebulloides* Blow, *G. diplostoma* Reuss. Bentická složka společenstva je zastoupena druhy *Stilostomella verneuilli* (Orbigny), *Heterolepa dutemplei* (Orbigny), *Neugeborina longiscata* (Orbigny), *Cassidulina laevigata* Orbigny, *Hanzawaia boueana* (Orbigny) atd., což představuje netypické společenstvo pro spodnobadenská klastika jak z hlediska druhového složení, tak i zachování (Petrová et al. 1998; Bubík, Petrová 2004).

Ve výplavu štěrcíku (vzorek C) se nacházelo relativně chudé společenstvo foraminifer, fragmentů zoarií mechovek, ostnů ježovek a schránek měkkýšů. Schránky foraminifer jsou oválené, místy poškozené, zkřídovatělé, bentos početně dominuje nad planktonem. Ve společenstvu se nalézají jak hlubokovodnější druhy: *Heterolepa dutemplei* (Orbigny), *Lenticulina calcar* (Linnaeus), *Spirorutilus carinatus* (Orbigny), tak i druhy výrazně mělkovodní: *Elphidium fichtelianum* (Orbigny), *E. crispum* (Linnaeus), *Ammonia viennensis* (Orbigny), *Amphistegina mammilla* (Fichtel et Moll). Toto společenstvo nejvíce odpovídá charakteru mikrofauny spodnobadenských klastik.

Ve vzorku B (bílá konkrecionálně zpevněná poloha) se spolu s dírkovci vyskytovaly pouze úlomky ostnů ježovek a fragment zoária mechovky. Spodnobadenské stáří indikuje *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turnovsky, celkový charakter společenstva dokládá hlubší prostředí sedimentace oproti vz. C, oproti typickým „téglovým“ společenstvům je tento méně druhově i početně diverzifikovaný. Byly pozorovány např. druhy *Pullenia bulloides* (Orbigny), *Bulimina elongata* Orbigny, *Bolivina hebes* MacFayden, *B. dilatata* Reuss, *Neugeborina longiscata* (Orbigny), *Stilostomella verneuilli* (Orbigny), *Grigelis pyrula* (Orbigny), *Hanzawaia boueana*, *Globigerina praebulloides*, *G. diplostoma*.

V početně i druhově bohatém společenstvu ze spodnobadenského jílu (vzorek D), typickém pro „tégly“ j. části karpatské předhlubně (viz např. Petrová, Hanák 2004; Bubík et al. 2005; Tomanová Petrová et al. 2018), dominovaly planktonní druhy foraminifer, doprovázené úlomky schránek měkkýšů, ostnů ježovek a ostrakodů. Spodní baden je indikován druhy *Orbulina suturalis*, *Praeorbulina glomerata circularis* Blow, *Uvigerina macrocarinata*, *Vaginulina legumen* (Linnaeus), *Planularia*

*moravica* (Karrer) a *Martinotiella karreri* (Cushman). Hojněji se vyskytují lentikuliny: *Lenticulina calcar*, *L. cultrata* (Montfort), *L. inornata* (Orbigny), *L. melvilli* (Cushman et Renz), planktonní složku představují zejména taxony *Obandyella bykovae* (Aisenstadt), *Globigerina* div. sp. a další. Nebyly však pozorovány křemité jehlice hub a radiolárie.

### Diskuze a závěr

Zastižený profil v oblasti Zaječí hory představuje relativně standardní sukcesi spodnobadenských sedimentů známou ze z. okraje karpatské předhlubně na řadě lokalit. V celém širším prostoru dnešního okolí Brna lze doložit výrazně rozdílné mocnosti brněnských písků a celkově také jejich následné překrytí spodnobadenskou pelitickou sedimentací. Tento stav ukazuje na sedimentaci brněnských písků v rámci celkového trendu růstu relativní hladiny a nabízí se tak možnost případného odlišení lokálních „autigenních“ procesů (např. překládání distribučních koryt) a pánevních „allotigenních“ procesů (růst mořské hladiny v „celé“ pánvi) sedimentace karpatské předhlubně v zájmovém prostoru ve spodním badenu.

Vcelku výrazné rozdíly v rámci brněnských písků jsou dokladovány především ve směru transportu (srovnej např. Krystek 1974; Tomanová Petrová et al. 2018; atd.). Směr transportu interpretujeme ve velké většině jako směr progradace foresetů gilbertovské delty do pánve. Tyto rozdíly lze vysvětlit především na okraji pánve výraznou rolí reliéfu, ovlivňujícího vedle sklonu okraje pánve také přínos materiálu do jednotlivých částí depozičního prostoru. Tak mohlo dojít k „odklonění“ intenzivního přínosu hrubozrnného materiálu od konkrétního místa okraje pánve, které bylo následně relativně rychle zaplaveno. Podobná situace je také spojena se sedimentací jednotlivých dílčích částí/ramen hrubozrnné delty, která se navzájem překrývají. Při srovnání s blízkou lokalitou v Divišově čtvrti (Tomanová Petrová et al. 2018) tedy

uvažujeme spíše o roli lokálních procesů (paleogeografie) vysvětlujících určité rozdíly ve spodnobadenské sedimentaci těchto lokalit. Dosavadní nejednoznačnost v detailnějším stratigrafickém odlišení jednotlivých těles brněnských písků nedovoluje prozatím jejich detailnější rozčlenění. Vzhledem k periferní pozici lokalit Sadová a Divišova čtvrt, jejich relativně vysoké nadmořské výšce i přítomnosti spodnobadenského společenstva usuzujeme, že sedimentace brněnských písků na těchto lokalitách zastihuje mladší až terminální etapu vývoje těchto sedimentů.

Foraminiferová společenstva obou litofacií, FA 1 i FA 2, jednoznačně dokazují spodnobadenské stáří sedimentů zóny M5b sensu Berggren et al. (1995), tedy vyšší spodní baden. Neobvyklá jsou však společenstva s hojnými planktonními druhy typická spíše pro pelitické facie.

Sedimenty jsou řazeny do spodního badenu na základě výskytu druhů *Orbulina suturalis*, *Praeorbulina glomerata circularis*, *Uvigerina macrocarinata*.

Společenstvo žraloků na lokalitě Zaječí hora představuje celkem 7 druhů a je diverzifikovanější než žraločí fauna na lokalitě Divišova čtvrt. Z paleoekologického hlediska převažují žraloci žijící při dně v poměrně velkých hloubkách přesahujících i 1 000 m.

### Poděkování

Článek vznikl v rámci specifického výzkumu na vysoké škole (1363), na základě institucionální podpory dlouhodobého koncepčního rozvoje výzkumné organizace poskytované Ministerstvem kultury (DKRVO, MK000094862) a v rámci interního projektu ČGS č. 321070, který je součástí DKRVO/ČGS (2018–2022), Oblast výzkumu 5: Výzkum geologických rizik.

Autoři děkují Sylvainovi Adnetovi za konzultaci při determinaci žraločích zubů. Děkujeme Mirkovi Bubíkovi a Michalu Francírkovi za cenné připomínky k textu.

## Literatura

- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., III., Aubry, M.-P. (1995). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM (Society of Sedimentary Geology), Special Publication*, 54, 129–212.
- Brzobohatý, R., Nolf, D. (2018). Revision of the Middle Badenian fish otoliths from the Carpathian Foredeep in Moravia (Middle Miocene, Czech Republic). – *Cybiurn* 2018, 42, 2, 143–167.
- Bubík, M., Petrová, P. (2004). Foraminifery brněnských písků ve vrtu Černovice TGB-1. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2003*, 11, 14–17.
- Bubík, M., Petrová, P., Brzobohatý, R., Hladilová, Š., Mikuláš, R. (2005). Sedimenty karpátu a spodního badenu na ulici Kopečná v Brně. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2004*, 20–24.
- Cappetta, H., Gregorová, R., Adnet, S. (2016). New selachian assemblages from the Oligocene of Moravia (Czech Republic). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 280, 3, 259–284.
- Compagno, L. J. V. (1984a). *FAO Species Catalogue. Vol. 4. Sharks of the world. An annotated and illustrated catalogue of shark species known to date. Part 1 - Hexanchiformes to Lamniformes.* *FAO Fish. Synop.* 125, 4/1, 1–249. Rome, FAO.
- Compagno, L. J. V. (1984b). *FAO Species Catalogue. Vol. 4. Sharks of the world. An annotated and illustrated catalogue of shark species known to date. Part 2 - Carcharhiniformes.* *FAO Fish. Synop.* 125, 4, 2, 251–655. Rome: FAO.
- Compagno, L. J. V., Niem, V. H. 1998. Scyliorhinidae. Catsharks. In: Carpenter, K. E., Niem, V. H. (eds). *FAO Identification Guide for Fishery Purposes. The Living Marine Resources of the Western Central Pacific.* FAO, Rome. 1279–1292.
- Cox, G., Francis, M. (1997). *Sharks and rays of New Zealand.* – Canterbury University Press, University of Canterbury. 68 pp.
- Gobo, K., Ghinassi, M., Nemeč, W., Sjuršen, E. (2014). Development of an incised valley-fill at an evolving rift margin: Pleistocene eustasy and tectonics on the southern side of the Gulf of Corinth, Greece. – *Sedimentology*, 61, 4, 1086–1119. doi: 10.1111/sed.12089.
- Gobo, K., Ghinassi, M., Nemeč, W. (2015). Gilbert-type deltas recording short-term base-level changes: Delta-brink morphodynamics and related foreset facies. – *Sedimentology*, 62, 1923–1949.
- Gregorová, R., Tomanová Petrová, P., Gilíková, H., Nehyba, S., Brzobohatý, R., Hladilová, Š., Hyžný, M., Zágoršek, K., Kleprlíková, L. (2020). Faunistické společenstvo kroměřížského souvrství na lokalitě Litenčice (karpatská předhlubeň, střední Morava). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 27, 1–2, 45–53. <https://doi.org/10.5817/GVMS2020-13582>
- Jones, E. G., Tselepidis, A., Bagley, P. M., Collins, M. A., Priede, I. G. (2003). Bathymetric distribution of some benthic and benthopelagic species attracted to baited cameras and traps in the deep eastern Mediterranean. – *Marine ecology progress series*, 251, 75–86. <https://doi.org/10.3354/meps251075>
- Krystek, I. (1974). Výsledky sedimentologického výzkumu sedimentů spodního badenu v karpatské předhlubni (na Moravě). – *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis, Geology*, XV, 8, 1–32.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279–297.
- Nehyba, S., Tomanová Petrová, P., Zágoršek, K. (2008a). Sedimentological and palaeocological records of the evolution of the south-western part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic) during the Early Badenian. – *Geological Quarterly*, 52, 1, 45–60.
- Nehyba, S., Kirchner, K., Mackovčín, P., Demek, J. (2008b). Sedimentárně-petrografické studium neogenních a pleistocenních sedimentů v oblasti Brno-Švédské šance. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2007*, XV, 1, 31–35.
- Nemeč, W. (1990). Aspects of sediment movement on steep delta slopes. – In: Colella, A., Prior, D. B. (eds). *Coarse-grained Deltas. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 10, 29–73. Oxford.
- Petrová, P., Hanák, J. (2004). Zhodnocení foraminiferových společenstev pocházejících ze sedimentů na území města Brna. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2003*, 30–33.
- Petrová, P., Novák, Z., Valeš, V. (1998). Zpráva z výzkumu vrtu Černovice HVI-61. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1997*, 5, 32.
- Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. – In: Colella, A., Prior, D. B. (eds). *Coarse-Grained Deltas. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 10, 13–27.
- Reiner, F. (1996). *Catálogo dos peixes do arquipélago de Cabo Verde.* – Publicações avulsas Instituto Portugues de Investigação Marítima, 2, 339 pp.
- Riede, K. (2004). Global register of migratory species - from global to regional scales. Final Report of the R&D-Projekt 808 05081. – Federal Agency for Nature Conservation, Bonn, Germany. 329 pp.
- Springer, S. (1990). Squalidae. – In: Quero, J. C., Hureau, J. C., Karrer, C., Post, A., Saldanha, L. (eds): *Check-list of the fishes of the eastern tropical Atlantic (CLOFETA).* – JNICT, Lisbon; SEI, Paris; and UNESCO, Paris. Vol. 1., 7–19.
- Tomanová Petrová, P., Nehyba, S., Diviš, K., Hladilová, Š., Gregorová, R., Vít, J., Hudec, P. (2018). Paleoprostředí ve spodním badenu na severním okraji Brna (Divišova čtvrť). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 65–72.
- Walker, R. G., James, N. P. (1992). Facies Models. Response to sea level changes. – *Geological Association of Canada*, 1–380. Toronto.

# Kompozičně neobvyklé struskové hmoty z polykulturní archeologické lokality Boršice v podhůří Chřibů

Compositionally unusual slag-like artefacts from polycultural archaeological site Boršice (Chřiby Mts., Czech Republic)

Zdeněk Dolníček<sup>1</sup> ✉, Ladislav Kandrnál<sup>2</sup>, Jana Ulmanová<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Mineralogicko-petrologické oddělení, Národní muzeum, Cirkusová 1740, 193 00 Praha 9 - Horní Počernice, Česká republika

<sup>2</sup> Kameňák 145, 696 50 Moravany u Kyjova, Česká republika

## Key words:

Chřiby Mts., non-metalurgical slags, wollastonite, chemical composition, glass production

✉ zdenek.dolnicek@nm.cz

## Editor:

Zdeněk Losos

## Abstract

We present results of laboratory investigation of slag-like artifacts, found on an archaeological site near Boršice, known by occurrence of artifacts from the Early Neolithic (5 700–5 000 BC), Bronze and Early Medieval Ages. The grey-coloured foamy slag-like artifacts reach up to 5 cm in size and often display original lava-like surface. These slags are formed especially by strongly potassic (15–23 wt. %  $K_2O$ ) silicic (54–72 wt. %  $SiO_2$ ) glass with elevated contents of Ca (4–15 wt. % CaO), P (1–5 wt. %  $P_2O_5$ ) and Mg (1–5 wt. % MgO) and only traces of Al, Mn and Fe (below 0.14 wt. % of oxides of each of these elements). Glass phase is partly altered due to weathering, which caused the glass hydration and almost complete loss of K. Sparse minute crystals of wollastonite ( $CaSiO_3$ ) and an unidentified Ca-K-Si-P-O phase (with highly variable compositions and poor stoichiometry) occur in places in the glass phase. We suggest that the origin of the studied slag-like artifacts is probably connected with either modern or ancient production of glass. However, it is certainly not modern foam glass, industrially produced worldwide from used waste glass. Based on average chemical composition of glass, we suggest that the studied artifacts could originate by smelting of a mixture of quartz sand, potash, bone ash, calcitic limestone (or calcitic marble) and dolomite in weight proportions equal to 58.9, 24.6, 4.9, 3.3 and 8.3, respectively.

## Úvod

Druhý z autorů této zprávy našel u Boršic v podhůří Chřibů při archeologické prospekci strusky. Místo nálezů je vzdáleno asi 10 km z. od Uherského Hradiště a nachází se asi 2 km západně od kostela sv. Václava v obci Boršice v polní trati Močidla (obr. 1a). Motivem průzkumu byla skutečnost, že dané místo je známo jako polykulturní archeologická lokalita, kde již v roce 1969 Robert Snášil povrchovými sběry prokázal a následně popsal nález z doby volutové, bronzové a hradištní (Snášil 1970). Nález zkoumaných artefaktů byl učiněn zhruba 150 m s. od okresní silnice č. 422 spojující Boršice se Stříbrnicemi a 105 m západně od místní komunikace vedoucí na Stříbrnické paseky (N 49°3,77737', E 17°19,43012').

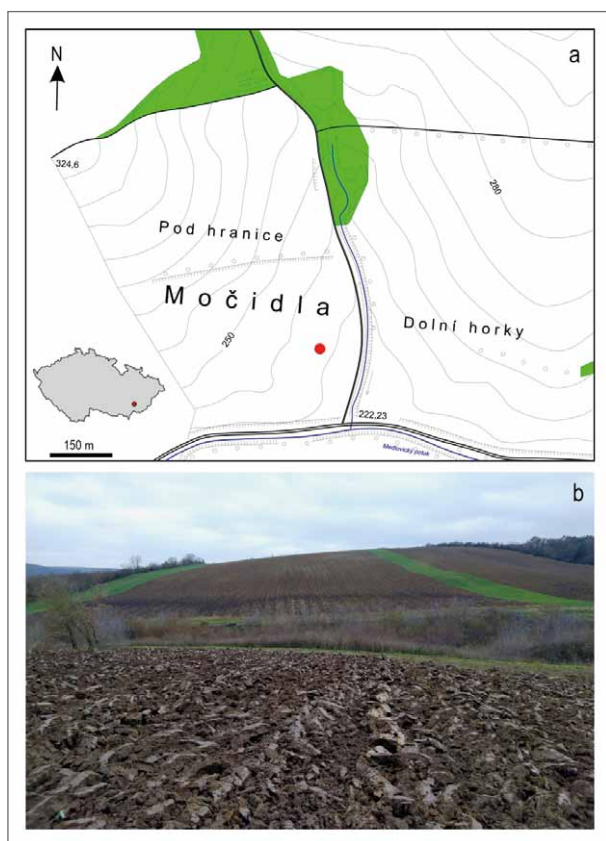
V prostoru lokality se nacházela menší oblast hlubokou orbou porušené kulturní vrstvy se zvýšeným obsahem popela, o rozměrech cca 10 × 20 m (obr. 1b), v níž se vyskytovaly i úlomky v této práci studovaných pěnovitých struskových hmot. Podloží je na lokalitě tvořeno eluvem spraší v nadloží sedimentů vněkarpatského flyšového pásma. Povrchovým sběrem byla v nejhrušší frakci půdního skeletu potvrzena převaha sprašových cicvárů a úlomků flyšových písčinců. Horninový materiál nevykazoval ani v jednom případě makroskopicky

## Doporučená citace článku:

Zdeněk Dolníček, Z., Kandrnál, L., Ulmanová, J. (2022). Kompozičně neobvyklé struskové hmoty z polykulturní archeologické lokality Boršice v podhůří Chřibů. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Šlezsku*, 29, 1–2, 50–58.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-20772>





Obr. 1: (a) Situační mapka místa nálezu studovaných struskových hmot (červený bod). (b) Pohled na lokalitu od východu, oblast s nálezy artefaktů má tmavou barvu půdy, stav z listopadu 2020. Foto L. Kandrnál.

Fig. 1: (a) Localization of occurrence of the studied slags (red point). (b) View on the studied site from the east, the area with finds of artifacts has dark soil coloration, situation in November 2020. Photo by L. Kandrnál.

patrné známky přepálení. V malém množství se vyskytuje i moderní antropogenní znečištění (úlomky cihel, betonu, meliorační keramiky, plasty, asfaltový papír). Ojedinele byly zaznamenány i zlomky historické keramiky a jeden drobný úlomek historické železářské strusky obvyklého vzhledu i fázového složení. Výskyt v této práci blíže studovaných pěnovitých struskových hmot lze charakterizovat jako bodový, s tím, že jejich úlomky jsou rozvlečeny ve směru sklonu svahu. Nalezeno bylo několik desítek vzorků těchto strusek.

V tomto příspěvku přinášíme výsledky materiálového rozboru nalezených pěnovitých strusek. Bylo zjištěno velmi neobvyklé chemické i fázové složení těchto artefaktů, což činí tento nález vysoce unikátním v porovnání s běžným struskovým materiálem nalézaným na archeologických lokalitách.

### Metodika

Nábrusy ze studovaných strusek byly zhotoveny zalitím odřezků ze čtyř různých vzorků do epoxidové pryskyřice a naleštěním pomocí diamantových suspenzí. Dokumentace nábrusů v odraženém světle byla provedena na odrazovém polarizačním mikroskopu Nikon Eclipse ME600. Následně byl preparát potažen uhlíkovým filmem

o tloušťce 30 nm a studován na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 v laboratoři Mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze. Na přístroji byly pořízeny snímky ve zpětně odražených elektronech (BSE), provedena identifikace jednotlivých fází pomocí energiově disperzních (EDS) spekter a kvantitativně měřeno chemické složení vybraných fází ve vlnově disperzním (WDS) modu. Při bodových analýzách bylo použito urychlovací napětí 15 kV, fokusovaný elektronový svazek o průměru cca 0,7  $\mu\text{m}$  (pro krystalické fáze), respektive defokusovaný svazek o průměru 10–20  $\mu\text{m}$  (pro sklovina) a proud svazku 10 nA (krystalické fáze), resp. 5 nA (sklovina). Ve všech analýzách byly měřeny obsahy Al, Ba, Ca, Cl, Cr, F, Fe, K, Mg, Mn, N, Na, Ni, P, Si, Sr, Ti, V a Zn; v části analýz skloviny byly měřeny i obsahy S. Použité analytické čáry a standardy: albit (NaK $\alpha$ ), almandin (AlK $\alpha$ , FeK $\alpha$ ), apatit (CaK $\alpha$ , PK $\alpha$ ), baryt (BaL $\beta$ ), BN (NK $\alpha$ ), celestin (SK $\alpha$ , SrL $\beta$ ), diopsid (MgK $\alpha$ ), halit (ClK $\alpha$ ), hematit (FeK $\alpha$ ), LiF (FK $\alpha$ ), Ni (NiK $\alpha$ ), rodonit (MnK $\alpha$ ), sanidin (KK $\alpha$ ), wollastonit (CaK $\alpha$ , SiK $\alpha$ ) a zinkit (ZnK $\alpha$ ). Měřící časy na píku se pohybovaly mezi 10 a 30 s (pro dusík 150 s), měřící časy každého pozadí trvaly polovinu času měření na píku. Načtená data byla přepočítána na hm. % s použitím standardní PAP korekce (Pouchou, Pichoir 1985). Kyslík byl dopočten ze stechiometrie. Získaná data byla korigována na koincidence PK $\alpha$  vs. CaK $\beta$ 2 (standard wollastonit, intenzita 5,24 cps/nA). Obsahy měřených prvků, které nejsou uvedeny v níže uvedených tabulkách, byly ve všech případech pod mezí stanovitelnosti, jejíž hodnoty se pohybovaly nejčastěji v intervalu 0,03–0,10 hm. %, u F, N a některých těžších prvků (Zn, Sr, Ba) v intervalu 0,15–0,22 hm. %.

Teplota tání studovaných strusek byla stanovena podle postupu navrženého Kapustou (2013). Vzorek strusky byl položen na šamotovou podložku a zahříván v laboratorní šamotové peci LAC Ht60B na zvolenou teplotu. Náběh pece na teplotu 1 000 °C trval přibližně půl hodiny. Po dosažení zvolené teploty byl vzorek na této teplotě udržován 15 minut. Pokud se vzorek při zvolené teplotě neroztavil, byl následně zahříván znovu při teplotě o 50 °C vyšší. Po každém zahřívacím kroku byla provedena vizuální kontrola a fotodokumentace vzorku. Vzhledem k absenci oxidovatelných prvků (zejména Fe) ve studované struskové hmotě bylo zahřívání prováděno v oxidační atmosféře.

### Charakteristika struskových hmot

Nalezené vzorky strusek dosahují velikosti až 5,5 × 3,5 × 2,5 cm (obr. 2) a vizuálně jsou vždy prakticky identické. Většinou jde o úlomky větších kusů; na většině vzorků je však přítomen zachovaný původní oblý „lávový“ povrch. Na čerstvém lomu jsou všechny strusky šedé až téměř černé, skelně lesklé, na povrchu bělavé barvy, matné či skelně lesklé. Strusky mají lasturnatý lom a v tenkých třískách šedavě prosvítají. Jsou silně bublinaté, možno říci až pěnovité a díky tomu i velmi lehké. Bubliny sférického tvaru a rozmanitých velikostí mají až 1 cm v průměru (obr. 2). Ve vnitřních partiích vzorků jsou bubliny prázdné,



Obr. 2: Makroskopický vzhled studovaných vzorků. Foto J. Ulmanová.

Fig. 2: Macroscopic view on studied slags. Photo by J. Ulmanová.

na okrajích jsou vyplněné jemnou hnědou půdou, v níž byly artefakty na lokalitě uloženy.

Z pohledu fázového složení a chemického složení jednotlivých fází byly studovány čtyři různé vzorky. Materiálové složení všech čtyř vzorků je zcela shodné, takže je popisujeme pro všechny vzorky souhrnně. Fázové složení je velmi jednoduché. Naprostá většina objemu strusek je tvořena sklovinou, která velmi lokálně obsahuje malé množství drobných krystalů krystalických fází. Z pohledu chemického složení lze rozlišit dva kompoziční typy krystalických fází: jedna chemicky odpovídá wollastonitu, zatímco druhou, nestálého složení, označujeme pracovním jako Ca-K-Si-P-O fázi. V jediném zrnku byl zaznamenán ještě zirkon. Struktura strusek je tedy převážně sklovitá, jen místy hemikrystalická.

**Sklovina** je ve studovaných struskových hmotách zcela převažující fází. V BSE obraze je charakteristicky patrná její nehomogenní stavba, kdy jsou snadno rozlišitelné dva základní druhy skloviny: sklovina čerstvá a sklovina navětralá, hydratovaná (obr. 3a–f). Čerstvá sklovina ve vzorcích převažuje a je v obraze BSE zřetelně světlejší. Většina objemu skloviny tohoto typu je v BSE obraze homogenní, méně časté jsou jednoduché

pozvolné difuzní přechody jednoho odstínu šedé barvy v druhý, či dokonce až zřetelné fluidální textury, vzniklé tečením roztaveného materiálu, dobře viditelné díky rozdílům v chemickém složení jednotlivých proužků skloviny. Mírně světlejší odstín šedé barvy mívá na BSE snímcích sklovina v bezprostředním okolí zrn či shluků zrn krystalických fází (obr. 3c–d), není to ale pravidlem. I při velkém zvětšení je sklovina vždy nedevitifikovaná.

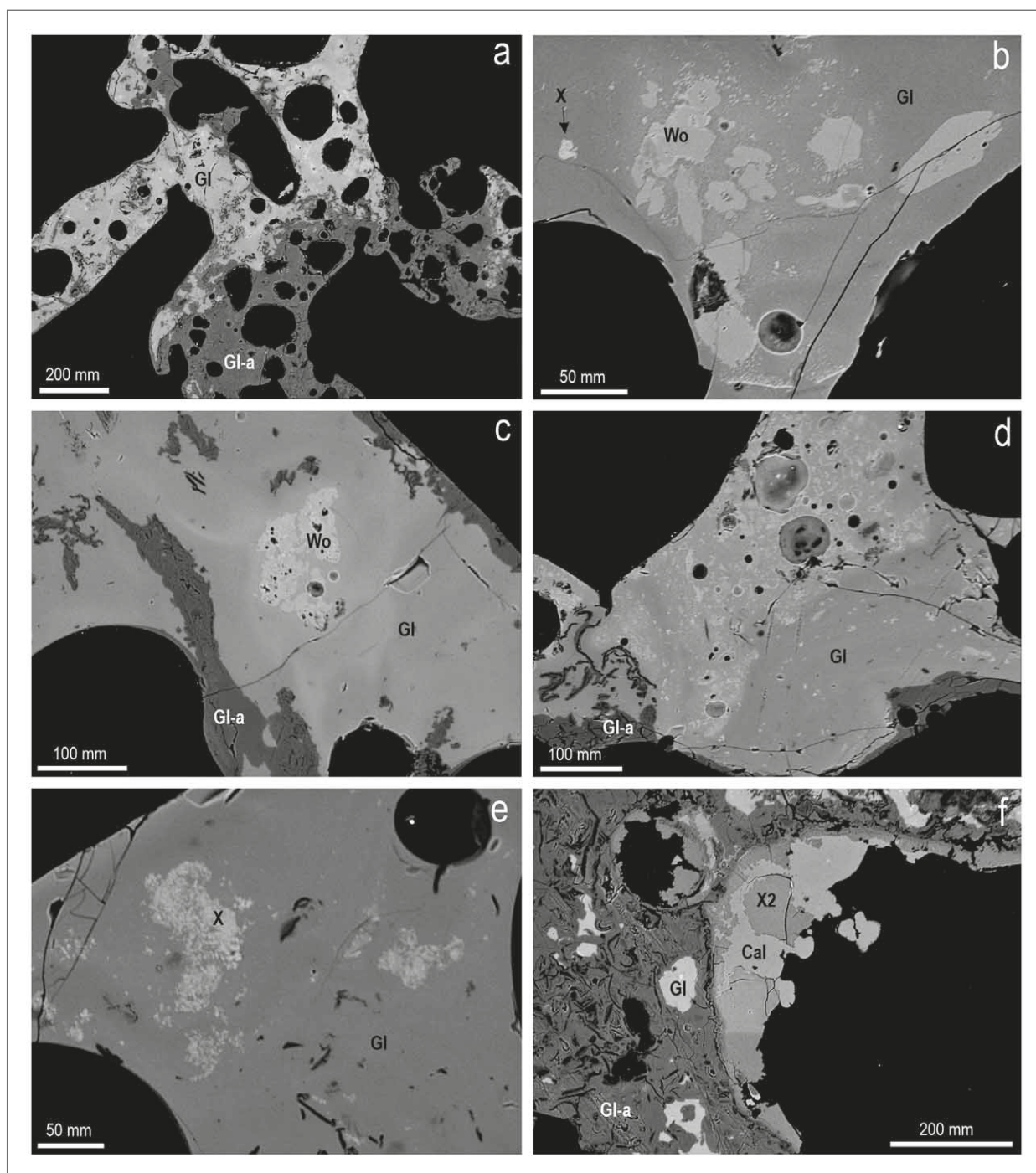
Navětralá (hydratovaná) sklovina je přítomna v menším množství než sklovina čerstvá. Hydratovaná sklovina je na BSE snímcích vždy výrazně tmavší (obr. 3a, c, d, f). Hydratovaná sklovina často vytváří různé mocné lemy, od okrajů vzorku, podél prasklin či od okrajů bublin zatlačující čerstvou sklovinu. Jindy je vztah obou typů skloviny méně „čitelný“, kdy hydratovaná sklovina může vytvářet i izolované uzavřeniny nepravidelného tvaru v čerstvé sklovině. V některých partiích vzorků je sklovina hydratována kompletně v celé šíři vzorku; jde však o celkem řídký jev. Běžné jsou naopak partie, kde dominuje čerstvá sklovina.

Podrobně bylo studováno chemické složení skloviny. Celkem bylo pořízeno 35 bodových WDS analýz ze všech čtyř studovaných vzorků. Reprezentativní výběr analýz je uveden v tabulce 1 a graficky jsou variace v chemismu skloviny ilustrovány na obrázku 4. Sklovina má poměrně jednoduché specifické složení, neobsahuje těžké kovy a prakticky ani hliník a přechodné kovy. Čerstvá sklovina obsahuje 54,4–71,6 hm. %  $\text{SiO}_2$ , 14,7–22,6 hm. %  $\text{K}_2\text{O}$ , 4,4–14,9 hm. %  $\text{CaO}$ , 0,9–4,9 hm. %  $\text{MgO}$ , 0,8–4,7 hm. %  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 0,1–0,9 hm. %,  $\text{Na}_2\text{O}$ , 0,0–0,5 hm. %  $\text{SO}_3$  a max. 0,3 hm. %  $\text{MnO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{F}$  a  $\text{Cl}$  (tab. 1). Analytické sumy jsou vždy mírně pod 100 % (94,2–98,9 hm. %). Hydratovaná sklovina má výrazně snížené analytické sumy (86,5–89,9 hm. %), dále značně snížené obsahy draslíku (jen 0,2–0,7 hm. %  $\text{K}_2\text{O}$ ), nižší obsahy vápníku (2,5–4,3 hm. %  $\text{CaO}$ ) a vyšší obsahy  $\text{SiO}_2$  (77,1–84,1 hm. %), zatímco obsahy ostatních prvků se pohybují v podobných rozsazích v porovnání s čerstvou sklovinou (tab. 1). V korelačních diagramech jsou pro

Tab. 1: Příklady chemického složení čerstvé (Č) a alterované (A) skloviny ze studovaných strusek (hm. %). Prm – průměr z 26 (čerstvá sklovina), resp. 9 (alterovaná sklovina) bodových analýz. na – neanalyzováno, bdl – obsah pod mezí stanovitelnosti.

Tab. 1: Examples of compositions of fresh (Č) and altered (A) glass from the studied slags (wt. %). Prm – averages from 26 and 9 individual spot EPMA analyses of fresh and altered glass, respectively. na – not analysed, bdl – below detection limit.

An. č.	Typ	$\text{SO}_3$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{MnO}$	$\text{FeO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{F}$	$\text{Cl}$	$\text{O}=\text{F}+\text{Cl}$	Celkem
Prm	Č	0,16	2,35	64,90	0,10	2,01	7,89	0,12	0,13	0,40	18,49	0,00	0,09	-0,04	96,62
2	Č	na	4,74	54,39	0,07	4,94	14,86	0,11	0,15	0,10	19,32	0,19	0,07	-0,1	98,85
3	Č	0,50	3,12	57,31	0,07	2,45	10,35	0,18	0,17	0,59	19,50	bdl	bdl	0,00	94,24
4	Č	bdl	2,78	59,77	0,13	1,86	8,41	bdl	0,13	0,77	22,62	0,23	bdl	-0,1	96,60
5	Č	na	3,17	59,92	0,19	2,62	10,29	0,12	0,17	0,35	22,02	0,17	bdl	-0,07	98,95
6	Č	0,37	2,24	61,30	bdl	1,96	9,33	0,19	0,17	0,39	20,29	bdl	0,69	-0,16	96,77
7	Č	bdl	2,93	67,79	bdl	1,37	4,75	0,15	bdl	0,71	16,74	bdl	bdl	0,00	94,44
8	Č	na	2,04	71,34	0,16	1,81	6,89	0,15	0,28	0,10	14,71	bdl	bdl	0,00	97,48
9	Č	0,12	0,82	71,56	bdl	0,97	5,43	0,13	0,18	0,75	16,28	bdl	0,12	-0,03	96,33
Prm	A	0,13	2,24	80,68	0,07	1,08	3,41	0,07	0,08	0,12	0,39	0,00	0,11	-0,03	88,29
11	A	0,11	4,82	77,11	bdl	2,14	3,14	0,20	0,15	0,30	0,31	bdl	0,16	-0,04	88,40
12	A	0,15	2,32	80,40	bdl	1,25	3,21	bdl	bdl	0,75	0,48	bdl	0,03	-0,01	88,58
13	A	na	1,24	82,67	0,09	0,92	4,27	0,11	0,13	bdl	0,43	bdl	0,13	-0,03	89,96
14	A	na	0,76	84,11	0,07	0,41	2,48	bdl	0,17	bdl	0,73	bdl	bdl	0,00	88,73

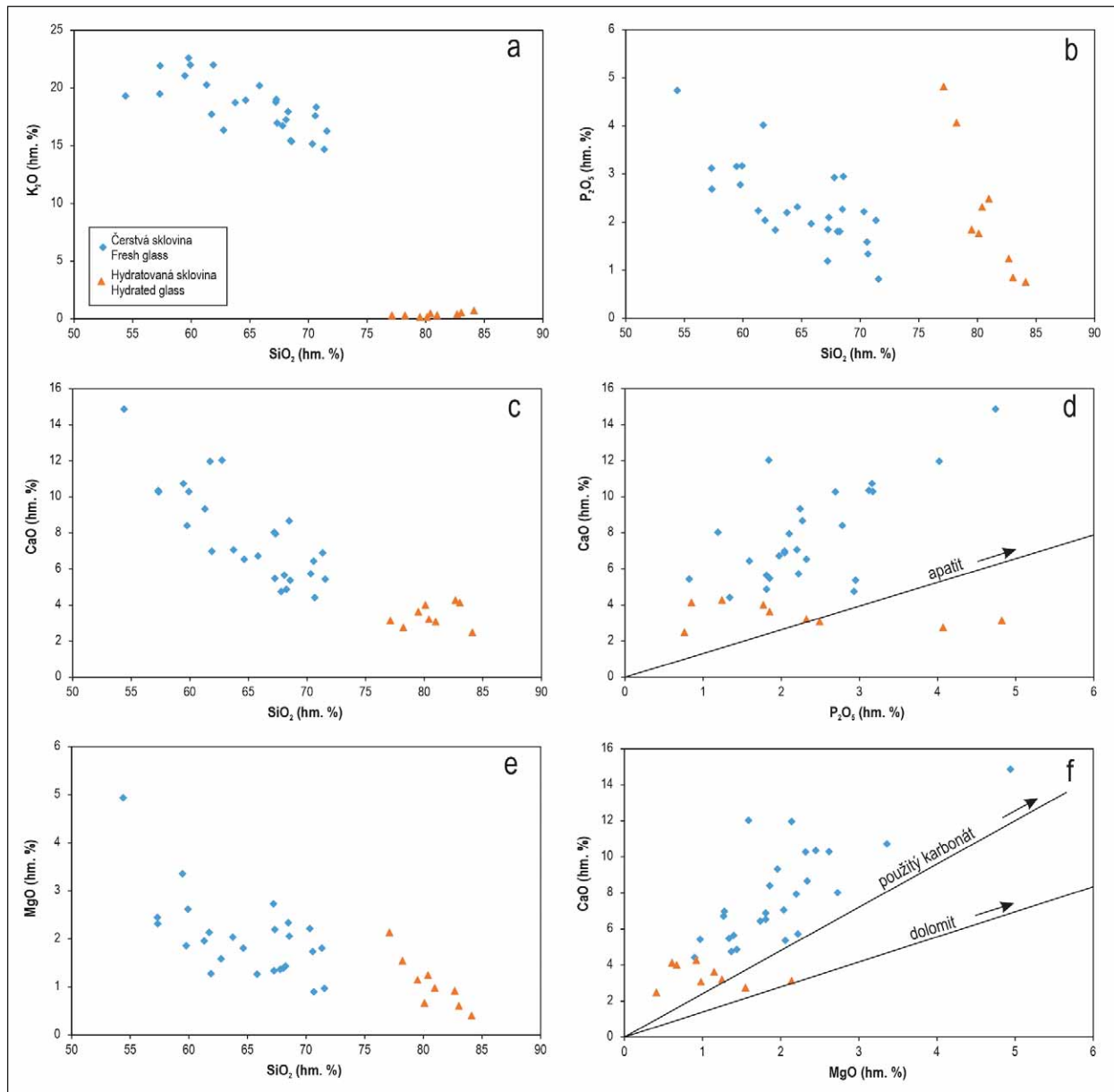


Obr. 3: Stavba a fázové složení studovaných vzorků na BSE snímcích. (a) Stavba strusky, složené z čerstvé skloviny (Gl), zvětrávaným alterované skloviny (Gl-a) a hojných kulatých pórů (bublin). (b) Shluk krystalů wollastonitu (Wo) v sousedství ojedinelého krystalu Ca-K-Si-P-O fáze (X) uzavřených ve sklovině. (c) Slabě kompozičně nehomogenní čerstvá sklovina (Gl) v okolí drobného shluku zrn wollastonitu (Wo). (d) Zonální sklovina s hojnými drobnými krystaly wollastonitu. (e) Shluky velmi drobných zrn Ca-K-Si-P-O fáze (X) ve sklovině. (f) Sekundární výplň pórů v alterovaném skle tvořená pravděpodobným kalcitem (Cal) a nespecifikovanou Ca-Mg-Si-P-O fází (X2). Všechny snímky Z. Dolníček.

Fig. 3: Fabric and phase composition of the studied samples on BSE images. (a) Fabric of a slag, composed of fresh glass (Gl), altered (weathered) glass (Gl-a) and abundant spherical pores (bubbles). (b) A group of crystals of wollastonite (Wo) in neighbourhood of a crystal of an unspecified Ca-K-Si-P-O phase (X) enclosed in the glass. (c) Weakly zoned fresh glass (Gl) in the neighbourhood of a small cluster of grains of wollastonite (Wo). (d) Zoned glass with frequent small crystals of wollastonite. (e) Clusters of very small grains of a Ca-K-Si-P-O phase (X) enclosed in glass. (f) Secondary fill of pores hosted by altered glass (Gl-a) and formed by probable calcite (Cal) and an unspecified Ca-Mg-Si-P-O phase (X2). All photos by Z. Dolníček.

čerstvou sklovinu patrné nepřímé úměrné vztahy mezi  $\text{SiO}_2$  a obsahy K, Mg, Ca i P (obr. 4) a absence korelace mezi obsahy K a P. Mezi obsahy Ca a P je patrná ne příliš

výrazná pozitivní korelace, přičemž všechny datové body padají nad linii charakterizující poměr obou prvků v apatitu (obr. 4d). Obdobně lze konstatovat ne příliš výraznou



Obr. 4: Variace v chemickém složení skloviny. (a) Diagram SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O; (b) Diagram SiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; (c) Diagram SiO<sub>2</sub>-CaO; (d) Diagram CaO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; (e) Diagram SiO<sub>2</sub>-MgO; (f) Diagram MgO-CaO. Přímkami je vizualizováno složení směsi s dolomitem, apatitem a karbonátem pravděpodobně použitým k sestavení surovinové směsi.

Fig. 4: Variations of chemical composition of glass (values in wt. %). (a) Plot SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O; (b) Plot SiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; (c) Plot SiO<sub>2</sub>-CaO; (d) Plot CaO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; (e) Plot SiO<sub>2</sub>-MgO; (f) Plot MgO-CaO. Lines indicate the compositions of mixtures with ideal dolomite, ideal apatite, and a carbonate, which was probably used for the preparation of a mixture of raw materials which was melted.

pozitivní korelaci mezi obsahy Ca a Mg, přičemž všechny datové body padají nad linii definující poměr obou prvků v čistém dolomitu (obr. 4f).

Jen na okraj poznamenáváme, že čerstvá sklovina je pro mikrosondu problematickou matricí z pohledu stanovení obsahu draslíku (srov. též Varshneya et al. 1966). Při použití fokusovaného svazku a proudu 10 nA byly získány přibližně poloviční obsahy K<sub>2</sub>O, než při použití proudu 5 nA a šířce svazku 10 či 20 μm. Pro různé šířky svazku při nižším proudu byly zjištěny již vzájemně dobře srovnatelné hodnoty K<sub>2</sub>O. Podobně „měkké“ podmínky jsou doporučovány pro měření chemismu draselných skel i v literatuře (např. Barrera a Velde 1989). V celém

článku prezentujeme jen data získaná při „měkkých“ podmínkách měření.

**Wollastonit** představuje nejčastěji zjištěnou krystalickou fází ve studovaných struskových hmotách, jeho objemové zastoupení je však jen zanedbatelné. Vytváří automorfně, hypautomorfně i xenomorfně omezené izometrické či mírně protažené krystaly o velikosti do 50 μm, které jsou uloženy ve skle buď jednotlivě, nebo častěji jsou nakumulovány do nepravidelných shluků (obr. 3b–d). V BSE obraze nejsou krystaly zonální. Vzácně uzavírají drobné okrouhlé inkluze skloviny. WDS analýzy (tab. 2) ukázaly stálé složení, odpovídající wollastonitu s dobrou stechiometrií a malými průběžnými příměsemi K, P a F, a ojediněle i Mg (0,96–1,01 apfu Ca, 0,00–0,04 apfu K,

Tab. 2: Příklady chemického složení wollastonitu (Wo) a Ca-K-Si-P-O fáze (X) ze studovaných strusek. Oxidy v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základ 3 atomů kyslíku. bdl – obsah pod mezí stanovitelnosti.

Tab. 2: Examples of compositions of wollastonite (Wo) and Ca-K-Si-P-O phase (X) from the studied slags. Oxides in wt. %, corresponding apfu values are based on 3 atoms of oxygen. bdl – below detection limit.

An. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Fáze	Wo	Wo	Wo	Wo	Wo	Wo	Wo	X	X	X	X	X	X	X
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,58	2,32	3,17	3,73	3,02	6,45	34,53	34,00	43,59	39,26	37,80	38,12	34,33
SiO <sub>2</sub>	51,21	50,11	48,03	47,98	47,08	47,81	40,07	19,28	20,42	4,67	9,96	11,89	8,86	17,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl	bdl	bdl	0,24	bdl	bdl	0,11	0,27	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
MgO	bdl	bdl	bdl	bdl	1,35	1,26	5,63	1,05	0,72	0,06	0,26	0,73	0,50	1,13
CaO	48,22	48,12	46,46	47,48	46,31	45,71	45,18	28,05	28,09	36,05	36,22	40,81	42,60	38,96
BaO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0,49	0,42	0,20	0,23	bdl
MnO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0,14	0,18	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
FeO	bdl	bdl	bdl	bdl	0,14	bdl	0,27	bdl	bdl	0,19	0,15	bdl	bdl	bdl
Na <sub>2</sub> O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0,33	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
K <sub>2</sub> O	0,15	0,25	1,51	1,37	0,89	1,21	1,12	15,54	15,05	13,38	12,58	6,78	6,80	5,45
F	0,16	0,21	0,18	0,20	0,24	0,19	0,17	0,24	0,20	0,23	0,27	0,39	0,23	0,27
Cl	bdl	bdl	bdl	bdl	0,22	bdl	0,42	bdl	bdl	bdl	bdl	0,76	1,36	1,27
O=F+Cl	-0,07	-0,09	-0,08	-0,08	-0,15	-0,08	-0,17	-0,10	-0,08	-0,10	-0,11	-0,34	-0,40	-0,40
Celkem	100,09	99,18	98,42	100,12	100,05	99,26	99,32	98,69	98,99	98,56	99,01	99,02	98,30	98,30
P <sup>5+</sup>	0,007	0,010	0,039	0,052	0,061	0,050	0,108	0,572	0,560	0,742	0,662	0,628	0,649	0,566
Si <sup>4+</sup>	0,991	0,981	0,950	0,932	0,912	0,933	0,792	0,377	0,397	0,094	0,198	0,233	0,178	0,336
Subtot.	0,998	0,991	0,989	0,984	0,974	0,983	0,900	0,949	0,956	0,836	0,861	0,861	0,827	0,902
Al <sup>3+</sup>	bdl	bdl	bdl	bdl	0,005	bdl	bdl	0,002	0,006	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Mg <sup>2+</sup>	bdl	bdl	bdl	bdl	0,039	0,037	0,166	0,031	0,021	0,002	0,008	0,021	0,015	0,033
Ca <sup>2+</sup>	1,000	1,010	0,984	0,988	0,962	0,956	0,957	0,588	0,585	0,777	0,773	0,857	0,918	0,812
Ba <sup>2+</sup>	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0,004	0,003	0,002	0,002	bdl
Mn <sup>2+</sup>	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0,002	0,003	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Fe <sup>2+</sup>	bdl	bdl	bdl	bdl	0,002	bdl	0,004	bdl	bdl	0,003	0,003	bdl	bdl	bdl
Na <sup>+</sup>	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0,012	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
K <sup>+</sup>	0,004	0,006	0,038	0,034	0,022	0,030	0,028	0,388	0,373	0,343	0,320	0,170	0,174	0,135
Subtot.	1,003	1,016	1,022	1,022	1,030	1,025	1,159	1,009	0,998	1,129	1,107	1,050	1,109	0,981
F <sup>-</sup>	0,010	0,013	0,011	0,012	0,015	0,012	0,011	0,015	0,012	0,015	0,017	0,024	0,015	0,017
Cl <sup>-</sup>	bdl	bdl	bdl	bdl	0,007	bdl	0,014	bdl	bdl	bdl	bdl	0,025	0,046	0,042
Catsum	2,001	2,007	2,011	2,007	2,004	2,007	2,060	1,958	1,954	1,965	1,968	1,910	1,936	1,883

0,79–0,99 apfu Si, 0,01–0,11 apfu P, 0,01–0,02 apfu F, 0,00–0,17 apfu Mg; báze přepočtu 3 atomy kyslíku).

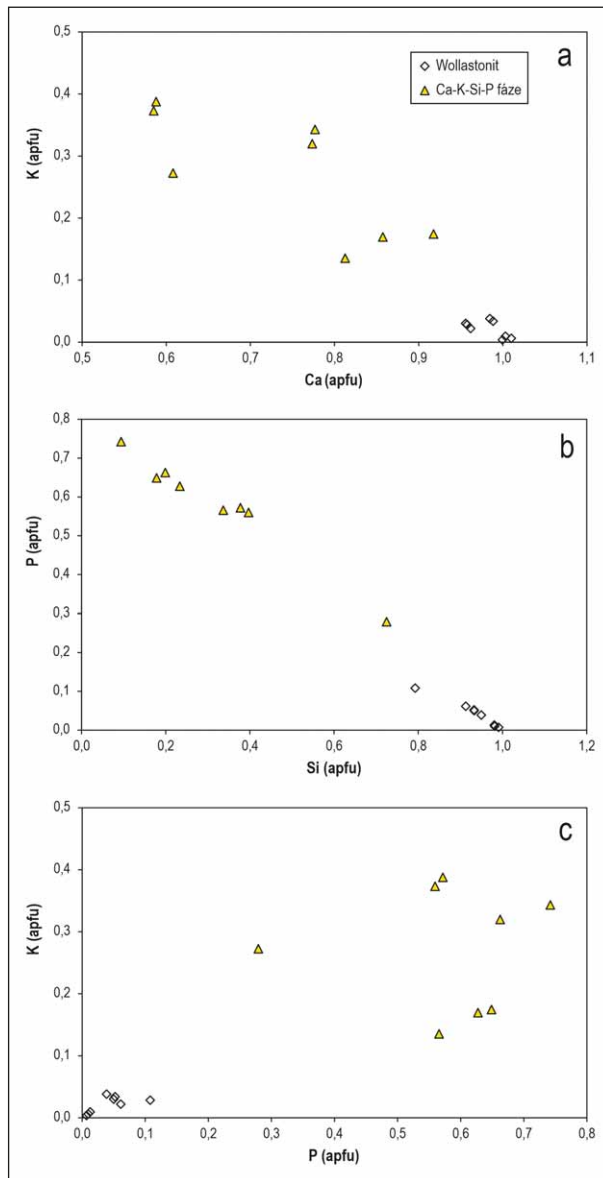
**Ca-K-Si-P-O fáze** je přítomna méně často než wollastonit. Vyskytuje se v podobě drobných (max. 50 µm velkých) xenomorfních izometrických zrn a jejich agregátů, uzavíraných ve sklovině buď samostatně nebo v blízkosti wollastonitu, nikdy však v přímých srůstech s touto fází (obr. 3b, e). Chemické složení této fáze značně kolísá (tab. 2) a vyznačuje se proměnlivými obsahy oxidů čtyř hlavních složek – Si, P, Ca a K a také mírně zvýšenými obsahy Mg a F (tab. 2). Složení neodpovídá žádné známé fázi. Nejvíce se stechiometrie analýz blíží wollastonitu (cca 1 kationt kovů a cca 1 kationt nekovových prvků na tři atomy O); afinitě k této fázi by mohly nasvědčovat i zvýšené obsahy K a P běžně zjištěné ve wollastonitu (tab. 2). Negativní korelace mezi obsahy Si a P a mezi K a Ca, stejně jako i pozitivní korelace mezi obsahy K a P (obr. 5) by mohly naznačovat substituci CaSiO<sub>3</sub>-KPO<sub>3</sub>. Ta však z přírodních výskytů wollastonitu není známa. Ani při vysokoteplotních (1 200–1 300 °C) a vysokotlakých (až 29 kbar) experimentech nebyla zjištěna významnější vzájemná mísitelnost (obsahy K<sub>2</sub>O a P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ve wollastonitu nepřesáhly 0,7 hm. % každého z obou oxidů; Steinberg 2005). Pravděpodobnější se zdá tedy spíše možnost, že jde

jen o jemnozrnnou směs dvou či více fází, a to i s ohledem na dosti variabilní celkovou stechiometrii a také kolísavý poměr sumy kovových a nekovových kationtů (tab. 2).

**Zirkon** byl zaznamenán jen zcela ojediněle, v podobě zrna o velikosti 5 µm, uzavřeného v čerstvé sklovině. Předpokládáme, že jde o neprotavený relikv, pocházející buď z taveného materiálu nebo z konstrukčního materiálu zařízení, v němž tavení probíhalo.

V pórech (bublinách) přítomných v alterované sklovině byly místy zaznamenány nárůsty druhotných fází (obr. 3f), vzniklých během větrání skla. Běžně byla dokumentována přítomnost fáze, v jejímž EDS spektru byl identifikován vedle O i Ca. Předpokládáme, že jde pravděpodobně o kalcit. Vzácněji byla zaznamenána v asociaci s kalcitem i blíže nespecifikovaná Ca-Mg-Si-P-O fáze, velmi nestabilní pod fokusovaným elektronovým svazkem.

Výsledek tavných pokusů je ilustrován na obrázku 6. Struska se začala na hranách otavovat při 800 °C, přičemž došlo ke značnému zesvětlení její barvy. Výraznější tavení nastalo při teplotě 1 050 °C, a to zejména ve vnitřních partiích vzorku. Povrchová bělavá vrstvička, ochuzená o alkálie, zůstávala i při této teplotě rezistentní.



Obr. 5: Variace v chemickém složení wollastonitu a nespecifikované Ca-K-Si-P-O fáze. (a) Diagram Ca-K; (b) Diagram Si-P; (c) Diagram P-K.

Fig. 5: Variations of chemical compositions of wollastonite and an unspecified Ca-K-Si-P-O phase. (a) Plot Ca-K; (b) Plot Si-P; (c) Plot P-K.

## Diskuze

Provedené analytické práce ukázaly velmi jednoduché fázové složení studovaných struskových artefaktů. Zatímco krystalické fáze (wollastonit a nespecifikovaná Ca-K-Si-P-O fáze) se vyskytují jen velmi vzácně, zcela převažující fází je sklovina, na jejímž složení se podílí v podstatě jen pět základních oxidů – zejména  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  a v podstatně menší míře i  $\text{MgO}$  a  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Pozoruhodné jsou zejména velmi nízké obsahy  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  a  $\text{FeO}^{\text{tot}}$ , z nichž zastoupení každého v průměru nepřesahuje 0,13 hm. %.

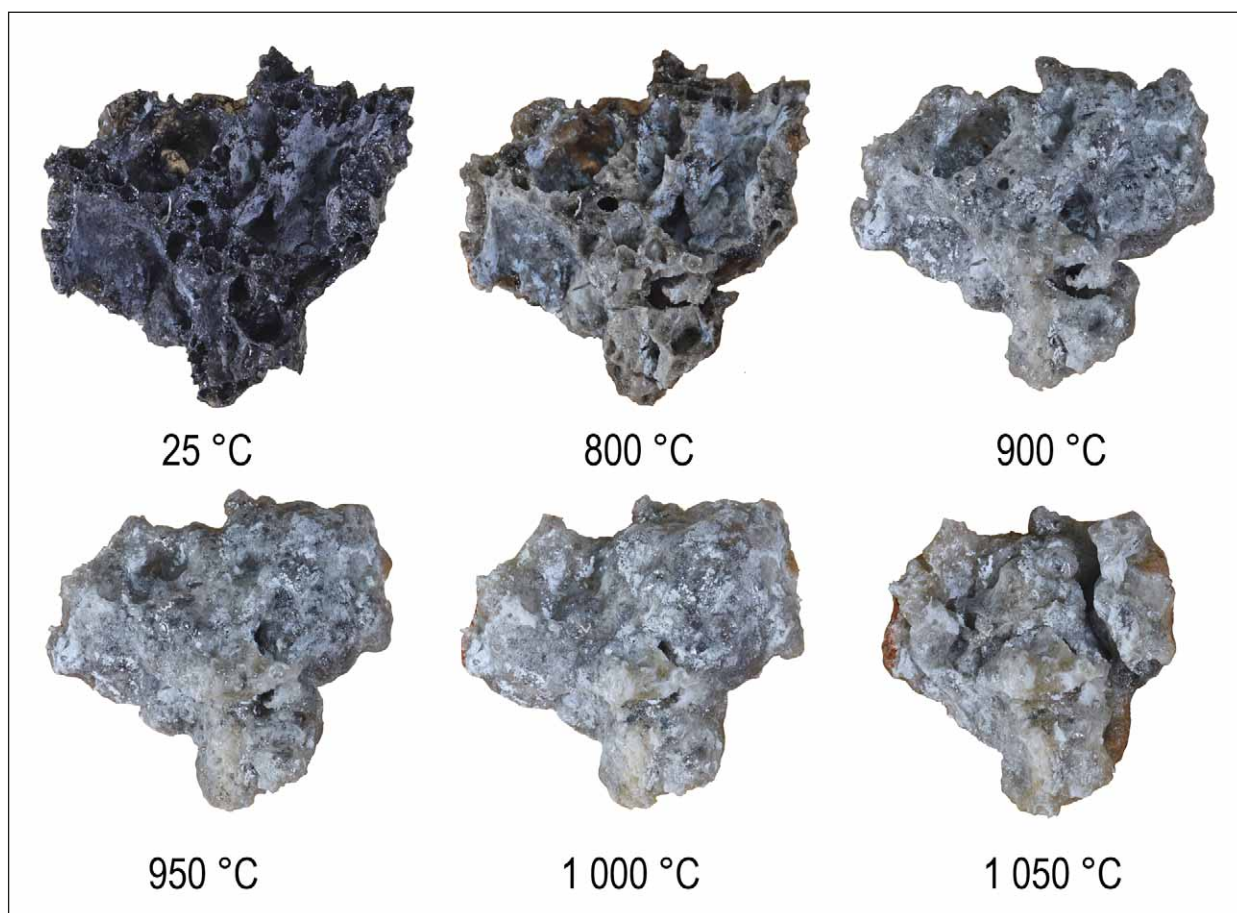
Právě toto velmi „čisté“ chemické složení značně limituje interpretaci možného původu studovaných struskových hmot. Je prakticky vyloučeno, že by tyto artefakty mohly vzniknout v metalurgických zařízeních, v nichž jsou v současnosti či v nichž byly v minulosti vyráběny či

zpracovávány kovy včetně železa a barevných kovů. Stejně tak není možné, že by uvedené strusky vznikly zcela náhodně (např. natavením vyzdívky) v dalších typech pecí (např. vápenických či potravinářských). Jak popeloviny vznikající spalováním dřeva i uhlí, tak i jakýkoliv běžný horninový materiál (skalní horniny, pisky, jíly, hlíny), který se k výstavbě těchto pecí používal, vždy obsahuje alespoň malé množství Al, Fe či Mn (např. Gregerová 1996; Kropáč 2005), které při natavení materiálu vždy minimálně zčásti přecházejí i do taveniny, která má díky tomu vždycky komplexní chemické složení (např. Kropáč 2005; Kropáč a Dolníček 2013). Stejně tak nejde ani o pěnoklo, vyráběné v současnosti z jemné frakce směsi odpadního použitého (sběrového) skla (např. El Haggag 2007).

Vysoká chemická čistota skloviny a také zcela analogické chemické a fázové složení všech studovaných vzorků naopak naznačuje, že šlo pravděpodobně o produkt cílené výroby, při níž byly použity zjevně jen chemicky velmi čisté suroviny. Domníváme se, že studované struskové hmoty mohly vzniknout v souvislosti s výrobou skla. Všechny hlavní oxidy námi zjištěné ve studované sklovině mohou být ve sklech obsaženy (Gregerová 1996), stejně jako velmi nízké obsahy Fe a Mn (tyto prvky v již nepatrné koncentraci významně ovlivňují barvu skla a jejich obsahy jsou tedy v technologii skla bedlivě hlídány), takže zjištěný chemismus artefaktů by byl s touto interpretací zcela v souladu. Experimentálně zjištěné teploty tání studované skloviny rovněž odpovídají produktům sklářské výroby (Gregerová 1996). Silně napěněný charakter námi studovaných vzorků nekorresponduje s obvyklým vzhledem sklářského odpadu, mohlo by ale jít snad o pěnu, omylem (přídavek karbonátu do roztavené skloviny?) či možná i záměrně vytvořenou např. kvůli vyčištění utavené skloviny (? odstranění vyloučených krystalků wollastonitu či dalších fází).

I když samozřejmě nelze vyloučit, že jde o moderní technolit „ze současnosti“ (nálezné okolnosti v našem případě nejsou, pokud jde o možné stáří a pozici artefaktů, nijak průkazné), může jít i o starší artefakt. Silně draselná skla byla např. ve středověku používána do oken velkých katedrál, zatímco draselná skla s nízkým obsahem Mg jsou typická pro evropskou produkci od konce druhého tisíciletí do prvního tisíciletí před Kristem (Silberman 2012). Sklářská výroba má v zájmové oblasti dlouhou tradici. Novodobá sklárna nejbližší námi studované lokalitě byla situována ve Starých Hutích vzdálených cca 9 km severně a pracovala od 1. poloviny 17. století do roku 1876 (Goldmann 1996), ale sklářství jako takové se uchovalo v oblasti dodnes (sklárna na obalové sklo v Kyjově).

Dostatečné chemické čistoty skloviny mohlo být dosaženo i ve starších dobách použitím vhodných surovin pro vsázku (srov. též chemické analýzy středověkých skel v práci Barrery a Veldeho 1989). Sklovina s námi zjištěným průměrným složením hlavních oxidů přepočtených na 100 hm. % (67,9 hm. %  $\text{SiO}_2$ , 19,3 hm. %  $\text{K}_2\text{O}$ , 8,3 hm. %  $\text{CaO}$ , 2,5 hm. %  $\text{P}_2\text{O}_5$  a 2,1 hm. %  $\text{MgO}$ ) mohla být vyrobena například ze surovinové směsi složené z 58,9 hm. % křemenného písku, 24,6 hm. % potaše,



Obr. 6: Změny vzhledu struskového vzorku po krokových zahřívacích pokusech. Foto J. Ulmanová.

Fig. 6: Changes in appearance of a studied slag sample after stepped heating experiments. Photo by J. Ulmanová.

11,6 hm. % vápnitého dolomitu a 4,9 hm. % kostního popela. Vápnitý dolomit je jedinou složkou, jejíž složení není na jednotlivých výskytech v přírodě stálé; musel by být v našem případě složen ze 72 hm. % dolomitu a z 28 hm. % kalcitu. Místo něj lze ovšem samozřejmě uvažovat i dvě separátní složky: čistě kalcitický vápenec (či kalcitický krystalický vápenec) a čistě dolomitický sedimentární dolomit (nebo krystalický dolomit). Takové karbonáty lze v přírodě skutečně reálně získat. Místo 11,6 hm. % vápnitého dolomitu by tedy v tom případě v surovinové směsi bylo 3,3 hm. % vápence (nebo kalcitického mramoru) a 8,3 hm. % dolomitu. Výše uvedená modelová surovinová skladba vsázky respektuje i poznatky plynoucí z korelačních diagramů popisujících trendy ve složení skloviny (obr. 4), tj. že Si a K byly v samostatných složkách neobsahujících další ve sklovině přítomné hlavní prvky, Mg do směsi vstupoval zároveň s Ca, P do směsi vstupoval zároveň s Ca a ve vsázce musely být minimálně dvě různé složky s obsahem Ca. Zjištěná poměrně značná chemická heterogenita skla ovšem nasvědčuje nedokonalé zhomogenizované surovinové vsázce použité k tavbě a pravděpodobně i krátké době, po níž tavenina setrvala v kapalném stavu.

#### Závěr

V příspěvku jsou prezentovány výsledky laboratorního studia struskových artefaktů, nalezených na polykulturní archeologické lokalitě Boršice v podhůří Chřibů. Pěnovité strusky jsou tvořeny hlavně silně draselnou křemičitou sklovinou se zvýšenými obsahy Ca a méně i P a Mg; jen ve stopách jsou v ní přítomny Al, Mn a Fe. Ve sklovině jsou vzácně přítomny vyloučené krystalky wollastonitu a blíže nespecifikované Ca-K-Si-P-O fáze se značně kolísavým složením a nepřilí stálou stechiometrií. Předpokládáme, že studované strusky svým vznikem patrně souvisejí se sklářskou výrobou. Na základě zjištěného průměrného chemického složení skloviny bylo kvantifikováno následující potenciální složení surovinové směsi použité pro tavbu: 58,9 hm. % křemenného písku, 24,6 hm. % potaše, 4,9 hm. % kostního popela, 3,3 hm. % vápence (nebo kalcitického mramoru) a 8,3 hm. % dolomitu.

#### Poděkování

Analytické práce byly finančně podpořeny Ministerstvem kultury ČR v rámci institucionálního financování dlouhodobého koncepčního rozvoje výzkumné organizace Národní muzeum (DKRVO 2019-2023/1.III.d, 00023272). K. Kropáčovi (UP Olomouc) a anonymnímu recenzentovi děkujeme za konstruktivní připomínky, které přispěly k vylepšení rukopisu.

**Literatura**

- Barrera, J., Velde B. (1989). A study of french medieval glass composition. – *Archéologie médiévale*, 19, 81–130.
- El Hagggar, S. M. (2007). Sustainability of Municipal Solid Waste Management. – In: El Hagggar, S. M. (ed.). *Sustainable Industrial Design and Waste Management. Cradle-to-Cradle for Sustainable Development*: 149–196. Academic Press. ISBN 978-0-12-373623-9.
- Goldmann, J. (1996). Zaniklé sklárny v oblasti Chřibů. – *Vlastivědný věstník moravský*, 48, 2, 169–173.
- Gregerová, M. (1996). Petrografie technických hmot. – Masarykova univerzita. 139 s. Brno. ISBN: 80-210-1427-X.
- Kapusta, J. (2013). Mineralogie a chemismus strusek po tavně stříbrných rud z vybraných lokalit v jihlavském rudním revíru. – MS, diplomová práce, PřF UP Olomouc.
- Kropáč, K. (2005). Petroarcheologický výzkum stavebního kamene zříceniny hradu Obřany. – MS, diplomová práce, PřF UP Olomouc.
- Kropáč, K., Dolníček, Z. (2013). Non-metallurgical slags in the masonry of Obřany Castle in the Czech Republic: Evidence for the local production of hydraulic lime in the 14<sup>th</sup> century? *Geoarchaeology*, 28, 544–556.
- Pouchou, J. L., Pichoir, F. (1985). “PAP” ( $\rho\rho Z$ ) procedure for improved quantitative microanalysis. – In: Armstrong, J. T. (ed.) *Microbeam Analysis*, 104–106. San Francisco Press, San Francisco.
- Silberman, N. A. (2012). *The Oxford companion to archaeology*. Oxford University Press. New York.
- Snášil, R. (1970). Slovanské sídliště u Stříbrnic, okr. Uherské Hradiště. – *Archeologické rozhledy*, 22, 98–99.
- Steinberg, H. K. (2005). Hochdruckexperimente an Calciumsilikatphasen zur Rekonstruktion der Aufstiegs-geschichte von Diamanten. – MS, disertační práce, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main.
- Varshneya, A. K., Cooper, A. R., Cable, M. (1966). Changes in composition during electron micro-probe analysis of  $K_2O$ - $SrO$ - $SiO_2$  glass. – *Journal of Applied Physics*, 37, 2199.



# Vývoj metamorfních fluid pozdního stádia regionální metamorfózy v keprnické klenbě silezika

Evolution of metamorphic fluids during a late stage of regional metamorphism at the Keprník dome in Silesicum

Tomáš Urban<sup>1</sup> ✉, David Buriánek<sup>1,2</sup>

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

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno, Česká republika

## Key words:

Bohemian Massif, Silesicum, Keprník dome, quartz veins, fluid inclusions, microthermometry, P-T conditions, metamorphism

✉ 484738@muni.cz

## Editor:

Marek Slobodník

## Abstract

*Neo-Proterozoic rocks (Brunovistulian Unit) are dominant in the studied area of Silesicum, which have complex nappe, thick-skinned and thrust sheet geological structures. The Keprník Dome (Keprník nappe) represents the easternmost part of crystalline complexes of the Silesian domain and is dominated by various types of orthogneiss, gneiss, mica schist and phyllite, with a small occurrence of calc-silicate rocks. These rocks are affected by pre-Variscan and Variscan metamorphism, dominantly staurolite-sillimanite and garnet zone and late Variscan to Cenozoic brittle deformation. Hydrothermal Variscan quartz veins and surrounding rocks (biotite-bearing paragneiss and orthogneiss) were studied in the Keprník dome geological unit to confront the type of fluids enclosed in fluid inclusions and the intensity of metamorphism that affected the host rocks. The study of fluid inclusions in quartz veins was supplemented by Raman spectrometry and microscopic study of rocks, EMPA and mineral thermometry. Temperatures 616 to 643 °C obtained by the Ti-in-biotite method for biotite paragneisses are compatible with the peak metamorphic conditions estimated by previous authors. Thermometer for orthogneiss provided temperatures between 688 to 699 °C using the Ti-in-biotite thermometer. The lower temperatures (483 to 529 °C) obtained using magnetite-ilmenite thermometer document later retrogression.*

*Three types of fluids were found in the quartz of the Variscan hydrothermal veins based on the phases present, respectively components: I. L+V, H<sub>2</sub>O–NaCl ± K<sup>+</sup> ± Mg<sup>2+</sup> ± Ca<sup>2+</sup>, II. L+V+S±S<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub> ± K<sup>+</sup> ± Mg<sup>2+</sup>, III. L1+L2+V, H<sub>2</sub>O–NaCl–CO<sub>2</sub> ± CH<sub>4</sub> ± K<sup>+</sup> ± Mg<sup>2+</sup> ± Ca<sup>2+</sup> (L – liquid, V – vapour, S – solid).*

*Type II inclusions contain aqueous fluids with high salinities, which would correspond to the post-Variscan systems found (Slobodník et al. 2010a, 2020) in the Silesicum area. On the other hand, they have high T<sub>h</sub> temperatures, reaching values of over 300 °C. Only results from type I could be used to calculate isochores and derive P-T conditions for the formation of Variscan veins, because in type III often occur fluid inclusion decrepitation and the impossibility of measuring total homogenization. Types I and III according to the structural position of fluid inclusion (uncertain or primary and pseudosecondary inclusions), microthermometric data and composition, they are considered to be metamorphic types of fluids generated by Variscan metamorphism. The evaluation of isochores of the first type of fluids using a lithostatic thermobaric gradient (50 °C/270 bar/km) indicates the entrapment of fluids, or formation of inclusions under conditions of 190–300 °C and 90–160 MPa. This type of fluid was very likely captured at a later stage of metamorphism, after the crystallization of magnetite and ilmenite, and represents a retrograde stage of metamorphism.*

## Doporučená citace článku:

Urban, T., Buriánek, D. (2022). Vývoj metamorfních fluid pozdního stádia regionální metamorfózy v keprnické klenbě silezika. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 29, 1–2, 59–68.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-32965>

## Úvod

Studované území leží ve vrcholové části Hrubého Jeseníku (okolí kót Šerák 1351 m n. m. a Keprník 1423 m n. m.), v centru keprnické klenby silezika (moravskoslezská oblast). Předdevonské jádro keprnické klenby je budováno metamorfovanými horninami (biotitickými pararulami, staurolitickými svory, migmatity a ortorulami), které byly formovány hlavně variskými tektonometamorfními procesy (např. Souček 1978; Rajlich 1993; Schulmann a Gayer 2000; Košuličová a Štípská 2007). Cílem tohoto příspěvku je studium charakteru fluid a typu fluidních inkluzí v křemenných metamorfních žilách a jejich vztah k metamorfóze v prostoru keprnické klenby.

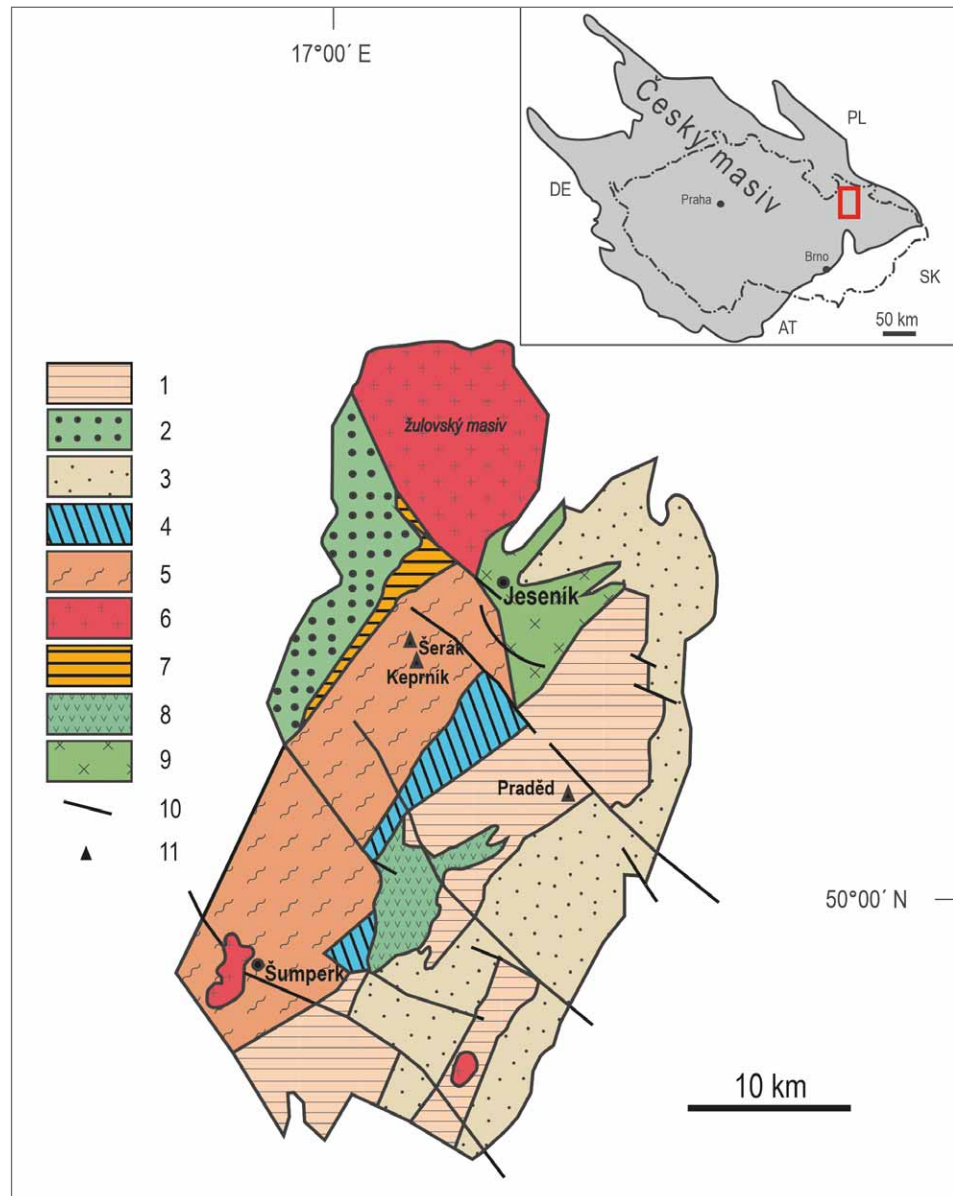
## Geologická stavba silezika

Studovaná oblast je součástí silezika (obr. 1), které náleží do moravskoslezské oblasti (Suess 1912). Tektonicky nejnižší paraautochtonní jednotkou silezika je desenská jednotka (klenba), která je budována mylonitizovanými kadmanskými granitoidy s vložkami amfibolitů. Metamorfní minerální asociace granátovců zde indikuje teploty 540 až 600 °C a tlaky vyšší než 3 kbar (Buriánek a Kropáč 2009). Na tyto horniny nasedá devonský obal (reprezentovaný hlavně vrbenskou skupinou) budovaný klastickými sedimenty (kvarcity, kvarcitické fylity, ojediněle metakonglomeraty) a slabě metamorfovanými bimodálními vulkanity a jejich tufy, fylity až svory s vložkami karbonátů. Všechny zmíněné jednotky jsou postiženy prográdní variskou metamorfózou ve facii zelených břidlic až amfibolitové facii.

Keprnická jednotka (klenba) je interpretována jako příkrov nasunutý k východu na (para)autochton

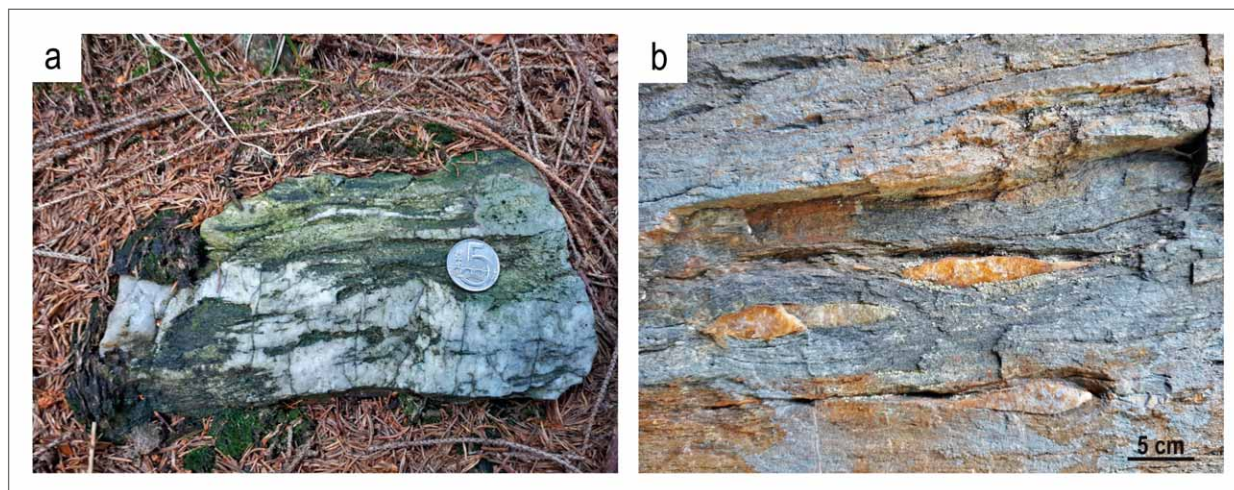
desenské klenby (Cháb et al. 1994; Schulmann et al. 1995) a je budována ortorulami až blastomylonity s četnými vložkami staurolitem bohatých metapelitů (rula až svor), vápenato-silikátovými horninami a kvarcity. Devonský obal (skupina Branné) je tvořen poměrně nízko metamorfovanými polymiktními konglomeráty, kvarcity, mramory, porfyroidy a vápenato-silikátovými břidlicemi (např. Cháb et al. 1994; Kröner et al. 2000; Schulmann a Gayer 2000).

Strukturně nejvyšší a nejvíce metamorfovanou jednotkou je pestrý komplex rul s vložkami amfibolitů,



Obr. 1: Zjednodušená mapa silezika s pozicí studované lokality v rámci Českého masivu (zjednodušeno a upraveno podle Svobody et al. 1964; Steinerové a Dolníčka 2014). 1 – desenská klenba; 2 – velkovrbenská skupina; 3 – vrbenská skupina; 4 – skupina Červenohorského sedla; 5 – keprnická klenba; 6 – variské granitoidy; 7 – skupina Branné; 8 – sobotínský masiv; 9 – jesenícký masiv; 10 – zlomy; 11 – vrcholy.

Fig. 1: Simplified map of Silesicum with the position of the studied locality in the Bohemian Massif (simplified and modified according to Svoboda et al. 1964; Steinerová and Dolníček 2014). 1 – Desná dome; 2 – Velké Vrbno group; 3 – Vrbno group; 4 – Červenohorské sedlo group; 5 – Keprník dome; 6 – Variscan granitoids; 7 – Branná group; 8 – Sobotín massif; 9 – Jeseník massif; 10 – faults; 11 – peaks.



Obr. 2: Křemenné žíly a čočky. (a) křemenná syntektonická žíla pronikající keprnickou ortorulou podél foliace; (b) duktilně protažené křemenné čočky v ortorule.

Fig. 2: Quartz veins and lenses. (a) syntectonic quartz vein penetrating the Keprník gneiss along foliation, (b) ductile elongated quartz lenses in orthogneiss.

mramorů a ojedinělých ortorul a kvarcitů, který označujeme jako velkovrbenskou klenbu (Mísař et al. 1983; Schulmann a Gayer 2000).

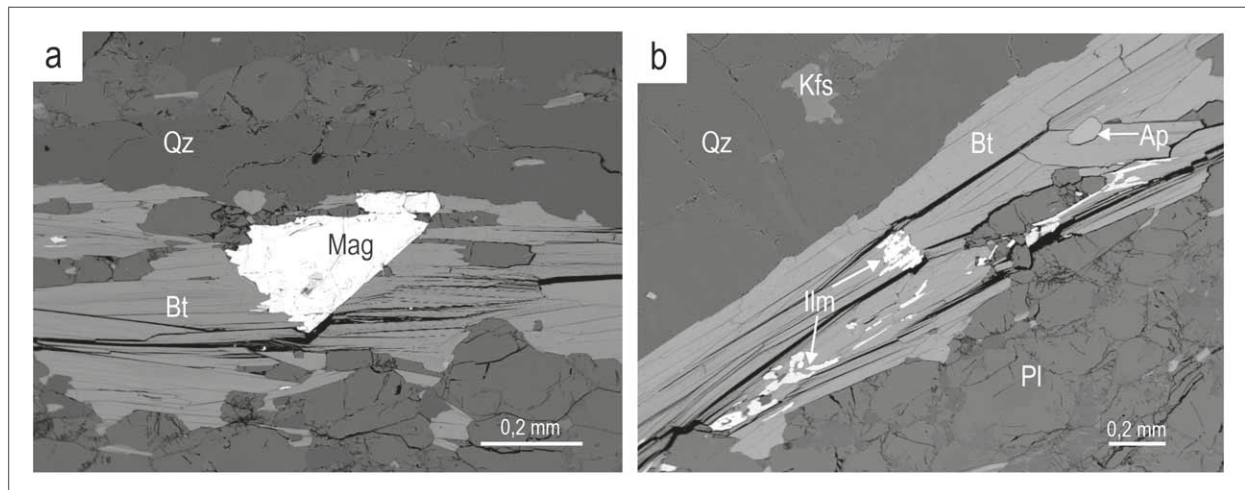
### Geologická stavba keprnické jednotky

Radiometrické datování indikuje svrchnoproterozoické stáří protolitu keprnické ortoruly (545–660 Ma; Kröner et al. 2000), který představuje produkt rozsáhlého tavení zralé kontinentální kůry (Cháb et al. 2008). Vnitřní obal obsahuje staurolitové svory a ruly a biotitické ruly s erlanovými vložkami. Vnější obal obsahuje biotitické, biotit-kalcitické a muskovit-chloritické fylity s vložkami mramorů a neoproterozoického metadacitu. Nejsvrchnější část obalu představuje skupina Branné, která je devonského stáří a skládá se z kvarcitů, křemenných a oligomiktních metakonglomerátů, tmavých muskovit-chlorit-biotitických fylitů s vložkami metatufů, metavulkanitů a mramorů (Cháb et al. 2008).

Keprnická jednotka je ovlivněna polyfázovou metamorfózou. Prevariská (Chlupáč et al. 2002) metamorfóza dosáhla v jihozápadní části keprnické jednotky až staurolitové a staurolit-sillimanitové zóny (Mísař et al. 1983). Ve střední a západní části je intenzita metamorfózy nižší (staurolitová a granátová zóna; Košuličová a Štípská 2007). Van Breemen et al. (1982) uváděli stáří starší (kadoinské) metamorfní fáze 546 ± 6/–8 Ma. Variská orogeneze se v keprnické klenbě projevila polyfázovou deformací a metamorfózou dosahující až amfibolitové facie (Rajlich 1993; Schulmann a Gayer 2000). Oblast byla v první fázi variské orogeneze postižena prográdní metamorfózou barrovianského typu. V průběhu karbonu (300–310 Ma; Maluski et al. 1995) následovala nízkotlaká metamorfóza spojená s intruzí plutonických hornin (Souček 1978; Schulmann a Gayer 2000; Štípská et al. 2001). Křemenné žíly (obr. 2a) a žilky, případně různě protažené čočky (obr. 2b), jsou v oblasti keprnické klenby pozorovány ve většině metamorfovaných hornin. Jde jak o žíly paralelní se směrem foliace, tak o žíly šikmé, protínající foliaci (Štelcl 1950).

### Hydrotermální mineralizace v širším okolí studované oblasti

Nejstarší studie fluid a fluidních inkluzí z širšího regionu se prováděly ve vrbenské skupině v prostoru polymetalického ložiska u Zlatých Hor, kde byla zjištěna fluida s obsahem  $\text{CO}_2$  (Ďurišová 1990). V křemenech z metamorfovaných hornin autorka rozlišila tři fluidní systémy ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$  a  $\text{H}_2\text{O}$ ) tvořené  $\text{CO}_2$  s poměrně vysokou hustotou a chloridovým roztokem s nízkou až střední salinitou (5–15 hm. % NaCl ekv.). Slobodník et al. (2010a, 2010b) studovali křemenné žíly s křišťálem na různých lokalitách silezika a pro vznik křišťálů definovali tři základní genetické modely a typy fluid: 1) pozdně magmatická-pegmatitová hydrotermální fluida variského stáří; 2) metamorfní hydrotermální fluida, zahrnující i žíly alpského typu, variského stáří; 3) pozdně a post-variská hydrotermální fluida reprezentující transformované sedimentární solanky. V sobotínském masivu se heterogenně zachyceným typům fluid v inkluzích, převážně typu L1+L2+V (L – kapalina, V – plyn), věnoval Kontár (2011). Steinerová a Dolníček (2014) studovali fluidní inkluze z lokality Zámčisko v desenské klenbě. Autoři rozlišují inkluze dvou typů (L+V a L1+L2+V), teploty homogenizace uvádějí v rozsahu od 78 do 326 °C a teploty tání ledu od –9,0 do 0,0 °C. Ve vrbenské skupině v mladší (hrubozrnné a žilné) a stratiformní mineralizaci reprezentující vulkano-sedimentární ložisko Horní Město zjistili Fojt et al. (2007) několik typů fluid. Dva fluidní systémy definovali jako metamorfní: 1) fluida  $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  s nízkou salinitou (5–7 hm. % NaCl) a  $T_h$  200–300 °C a 2) fluida  $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$  s nízkou salinitou (5–7 hm. % NaCl ekv.) a  $T_h$  120–220 °C. Pro oba tyto typy fluid na ložisku odvozují P-T podmínky variské metamorfózy 350–400 °C a 4–5 kbar. Zjištěné nízké  $T_h$  90–150 °C, vysoké salinity (21–24 hm. % solí) přiřazují mladším post-metamorfním typům fluid systému  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ . Ve strmých rudních tělesech na ložisku Zlaté Hory-jih ve vrbenské skupině byly potvrzeny metamorfní typy fluid zachycené v podmínkách 220–300 °C



Obr. 3: BSE snímky ortoruly (KPR 4). (a) zrno magnetitu obklopené biotitem a křemenem; (b) křemen-živcové pásy doprovázené usměrněným biotitem s apatitem a velmi nepravidelnými zrny ilmenitu (kostrovitý); (Qz – křemen, Bt – biotit, Pl – plagioklas, Kfs – K-živec, Mag – magnetit, Ilm – ilmenit, Ap – apatit).

Fig. 3: BSE images of orthogneiss (KPR 4). (a) magnetite grain surrounded by biotite and quartz; (b) quartz-feldspar bands accompanied by channelized biotite with apatite and very irregular grains of ilmenite (skeletal); (Qz – quartz, Bt – biotite, Pl – plagioclase, Kfs – K-feldspar, Mag – magnetite, Ilm – ilmenite, Ap – apatite).

a 0,7–2,0 kbar se složením  $H_2O-CH_4$ ,  $H_2O-CO_2$  a  $H_2O$  (Dolníček et al. 2018).

Regionální povariský fluidní systém (L+V+S, L – kapalina, V – plyn, S – pevná fáze) svázaný s alterací hornin krystalinika a granitoidů má původ v hlouběji cirkulujícím mixu meteorické a mořské vody a přesahuje hranice silezika (Slobodník et al. 2020). Uzavíraná fluida ( $H_2O-NaCl-CaCl_2 \pm MgCl_2 \pm KCl$ ) v žilných křemenech obsahují běžně i pevné fáze, často muskovit, občas kalcit nebo hematit.) Salinita fluid se pohybuje mezi 9,1 a 26,8 hm. % ( $NaCl + CaCl_2$ ) a  $T_h$  mezi 124 a 176 °C.

### Metodika

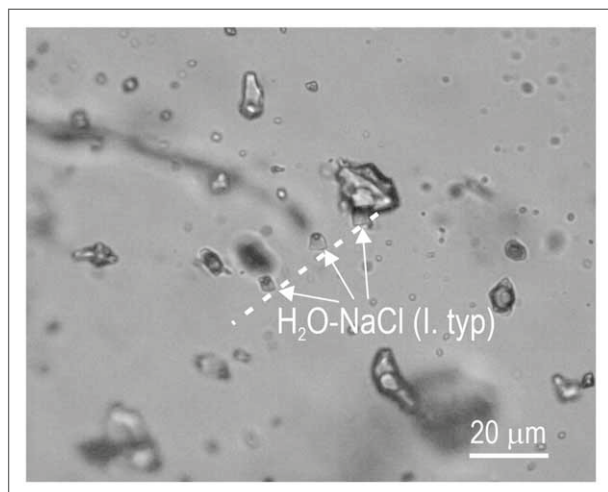
Vzorky křemenů byly odebrány z prostředí s biotitickou až dvojslídovou rulou a ortorulou, které společně budují vrcholové partie keprnické klenby v okolí vrcholů Šeráku a Keprníku.

Pro studium fluidních inkluzí byly ze vzorků křemenných žil (3 vzorky) vyhotoveny oboustranně leštěné destičky o tloušťce 100–150  $\mu m$ . První vzorek křemene (KPR 1) pocházel z ortoruly (KPR 4), druhý vzorek křemene (KPR 2) byl z okolí Keprnického potoka, jehož dno tvoří biotitická až dvojslídová rula (pararula; KPR 5), poslední vzorek (KPR 3) pocházel z křemenné žíly pronikající ortorulou podél foliace. Celkem bylo zkoumáno a analyzováno 125 fluidních inkluzí. Pro popis petrografických vlastností fluidních inkluzí bylo využito mikroskopu Nikon Eclipse 80i s pěti objektivy Nikon LU PLAN ELWD. V mikroskopu byly sledovány velikosti, tvary, fázová složení a distribuce inkluzí a předběžně definovány primární (P), pseudosekundární (PS) a sekundární (S) inkluze, přičemž pro charakteristiku jednotlivých typů inkluzí a fluid jsou prezentována data hlavně P a PS inkluzí, méně pak S inkluzí. V průběhu pozorování byla pořizována fotodokumentace pomocí kamery Pixelink. Fluidní inkluze byly studovány v laboratoři na ÚGV PŘF MU na termokomoře LINKAM THMSG

600, která je schopná měřit v teplotním rozsahu +600 až –196 °C. Přístroj byl kalibrován za použití syntetických fluidních inkluzí. Při studiu inkluzí byl stanoven jejich stupeň zaplnění ( $F = L/L+V$ ) a další mikrotermometrické parametry: teplota vymrznutí ( $T_f$ ), eutektická teplota ( $T_e$ ), teplota tání pevného  $CO_2$  ( $T_m, CO_2$ ), teplota tání hydrohalitu ( $T_m, hh$ ), teplota tání ledu ( $T_m, ice$ ), teplota tání klatrátů ( $T_m, clat$ ), teplota tání halitu ( $T_m, h$ ), teplota homogenizace  $CO_2$  ( $T_h, CO_2$ ) a teplota celkové homogenizace ( $T_h, tot$ ). Pro systém typu  $H_2O-CO_2$  nebylo možné naměřit  $T_h, tot$  (dekreptace inkluzí před dosažením homogenizace) a pro výpočty byl použit odhad podílu vodné a  $CO_2$  fáze v inkluzích. Naměřené relevantní parametry byly zpracovány v programech FLUIDS 1 (BULK, ICE a ISOC; Bakker 2003) a byla vypočítána salinita, celková hustota inkluzí a izochory. Pro výpočet salinity z teploty  $T_m, h$  byla použita rovnice podle Sternera et al. (1988).

Pro upřesnění složení plynné fáze byla využita Ramanova spektroskopie. Měření ramanových spekter proběhlo na přístroji Labram HR Evolution od firmy Horiba na ÚGV PŘF MU s použitím červeného laseru o vlnové délce 633 nm, objektivů 100 $\times$  a 50 $\times$ . Pro zpracování spekter byl použit program SpectraGryph (Menges 2021).

Pro studium hornin byly vyhotoveny leštěné výbrusy. Elektronová mikroanalýza byla provedena na mikrosondě Cameca SX 100 na ÚGV PŘF MU v Brně a byly vytvořeny BSE snímky studovaných výbrusů hornin. Analyzovány byly slídy a živce (urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 20 nA a průměr svazku 5  $\mu m$ ) a ilmenit spolu s magnetitem a titanitem (urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 20 nA a průměr svazku 2  $\mu m$ ). Teplotní podmínky metamorfózy byly vypočítány s použitím minerálních termometrů, první byl založený na koexistenci magnetitu a ilmenitu (Andersen a Lindsley 1985) a druhý na složení biotitu (Henry et al. 2005). Magnetit-ilmenitový geotermometr (založený na výměně  $Fe^{2+}/Ti$  za  $2Fe^{3+}$ ) také umožňuje výpočet fugacity kyslíku založený



Obr. 4: Náhodné rozložení inkluzí systému  $H_2O-NaCl-CO_2$  (pravděpodobně primární inkluze) a krátký trail inkluzí systému  $H_2O-NaCl$  (vyznačeno, pravděpodobně pseudosekundární), ve vzorku s křemennou žílou uloženou konformně s foliací (KPR 3).

Fig. 4: Random distribution of inclusions of the  $H_2O-NaCl-CO_2$  system (probably primary inclusions) and a short trail of inclusions of the  $H_2O-NaCl$  system (indicated, probably pseudosecondary), in the sample with quartz vein running parallel to the foliation (KPR 3).

na empirickém přístupu a jeho detailní formulace včetně přesnosti měření je uvedena v práci Andersena a Lindseye (1985). Druhou metodou je obsah Ti v biotitu, který může sloužit jako geotermometr kalibrovaný pro peraluminické metapelity, které obsahují ilmenit nebo rutil a vznikly metamorfózou zhruba mezi 3–6 kbar. Vztah mezi obsahem Ti, teplotou a hodnotou  $Mg/(Mg + Fe)$  byl kalibrován empiricky (Henry et al. 2005):  $T = ([\ln(Ti) - A - C(X_{Mg})^3]/B)^{0,333}$ , kde T je teplota ve stupních Celsia, Ti je počet atomů na vzorcovou jednotku (apfu) normalizovaný na základě 22 atomů O,  $X_{Mg}$  je  $Mg/(Mg + Fe)$ ,  $A = -2,3594$ ,  $B = 4,6482 \times 10^{-9}$  a  $C = -1,7283$ . Kalibrovaný rozsah pro tento výraz je  $X_{Mg} = 0,275-1,000$ ,  $Ti = 0,04-0,60$  apfu a  $T = 480-800$  °C. Přesnost geotermometru Ti-in-biotite se odhaduje na  $\pm 24$  °C při nižším teplotním rozsahu a zlepšuje se na  $\pm 12$  °C při vyšších teplotách.

## Výsledky

### Petrografický popis hornin a teplotní podmínky vzniku minerálních asociací

Studované křemenné žíly proráží ortoruly až blastomylonity a biotitické až dvojslídne ruly. Ortorula je jemnozrná až středně zrnitá a je tvořena xenomorfním, místy až hypautomorfním křemenem, hypautomorfním plagioklasem ( $Ab_{60-62}$ ), biotitem ( $Fe/Fe+Mg = 0,55$  až  $0,59$ ) a xenomorfním K-živcem ( $Ab_{1-2}Or_{98-99}$ ). Akcesorický ilmenit vykazuje variabilní obsahy MnO (15 až 17 hmot. %) a ochuzení o MgO (méně než 0,04 hmot. %) (tab. 1, 2, 3, 4 v elektronické příloze e-appx. 1), což naznačuje, že jeho primární magmatické složení bylo nerovnoměrně modifikováno difúzní reekvilibrací s koexistujícími metamorfními silikáty. Akcesoricky je zastoupen také

apatit (obr. 3a) a protáhlá zrna titanitu. Ilmenit je místy leukoxenizovaný a částečně zatlačovaný titanitem.

Pomocí biotitového termometru (založený na obsahu Ti; Henry et al. 2005) byla pro vzorek ortoruly zjištěna teplota v rozmezí od 688 do 699 °C. Poněkud nižší teploty (od 483 do 529 °C) byly vypočteny magnetit-ilmenitovým termometrem (Andersen a Lindsley 1985). Pro tento minerální pár byla zároveň vypočtena fugacita kyslíku v rozmezí od  $-20,3$  do  $-17,8$  ( $\log fO_2$ ). Ze snímku z mikrosondy je patrné, že ilmenit i magnetit většinou obrůstají okraje biotitu nebo s tímto minerálem srůstají, drobná zrna (nepravidelná) a lišty ilmenitu rostou paralelně se štěpností biotitu (obr. 3b). Magnetit tvoří chemicky homogenní, automorfní až hypautomorfní krystaly o velikosti až 1 mm (obr. 3a).

Biotitická až dvojslídna rula (pararula) je tvořena z velké části xenomorfním křemenem, hypautomorfním plagioklasem ( $Ab_{73-74}$ ) a K-živcem ( $Ab_{7-12}Or_{88-93}$ ). Foliace je definována orientací lupínek biotitu ( $Fe/Fe+Mg = 0,52$  až  $0,53$ ), které jsou místy postiženy chloritizací. V hornině se akcesoricky vyskytuje muskovit, xenotim a turmalín.

Biotitový termometr (Henry et al. 2005) poskytl pro vzorek biotitické až dvojslídne ruly odhad teploty vzniku v rozmezí od 616 do 643 °C.

### Žilný křemen, studium fluidních inkluzí, mikrotermometrie a Ramanova spektroskopie

Studované žilné křemeny mají méně často podobu krátkých žil (vzorek ortoruly s křemennou žílou o mocnosti 2 cm), častěji pak jde o protáhlé čočky konformně uložené ve foliaci hornin. Žíly jsou monominerální, křemen je neprůhledný s šedým odstínem. V mikroskopu jsou u všech vzorků patrná zrna s nepravidelnými rekrystalovanými okraji a subzrny, křemen většinou vykazuje undulózní zřášení. Ve studované oblasti byly také pozorovány mocnější žíly (do 10 cm), místy s vyvinutými drobnými (jednotky mm až 2 cm) šedobílými, někde až téměř čirými krystaly křišťálů.

Fluidní inkluze v křemenu mají nepravidelné náhodné rozložení nebo jsou uspořádány jak do krátkých trailů (řad) (obr. 4) anebo nepravidelných shluků, což je pozice pseudosekundárních, resp. primárních inkluzí podle kritérií Roeddera (1984), tak také do poměrně dlouhých trailů nebo shluků velmi nepravidelných inkluzí sekundárního charakteru. Ve vzorcích se vedle výše zmíněných studovaných genetických typů objevovaly také relativně malé inkluze (pod 5  $\mu m$ ), často ve formě dlouhých trailů procházejících krystalová zrna (sekundární inkluze), které bylo, vzhledem k jejich velikosti, prakticky nemožné měřit. Velikost studovaných a měřených inkluzí se pohybovala od 6 do 56  $\mu m$ . Podle zastoupených fází při teplotě 20 °C je možné rozlišit inkluze tří typů: typ I.) dvoufázové L+V, typ II.) trojfázové L+V+S, případně vícefázové L+V+S1+S2 a typ III.) trojfázové ( $\pm$  vícefázové) L1+L2+V $\pm$ S.

#### Typ I.

Z genetického hlediska byly u I. typu (obr. 5a) sledovány inkluze nepravidelných tvarů náhodně

Tab. 1: Mikrotermometrická data studovaných typů fluidních inkluzí a jejich salinita.  
 Tab. 1: Microthermometric data of studied types of fluid inclusions and their salinity.

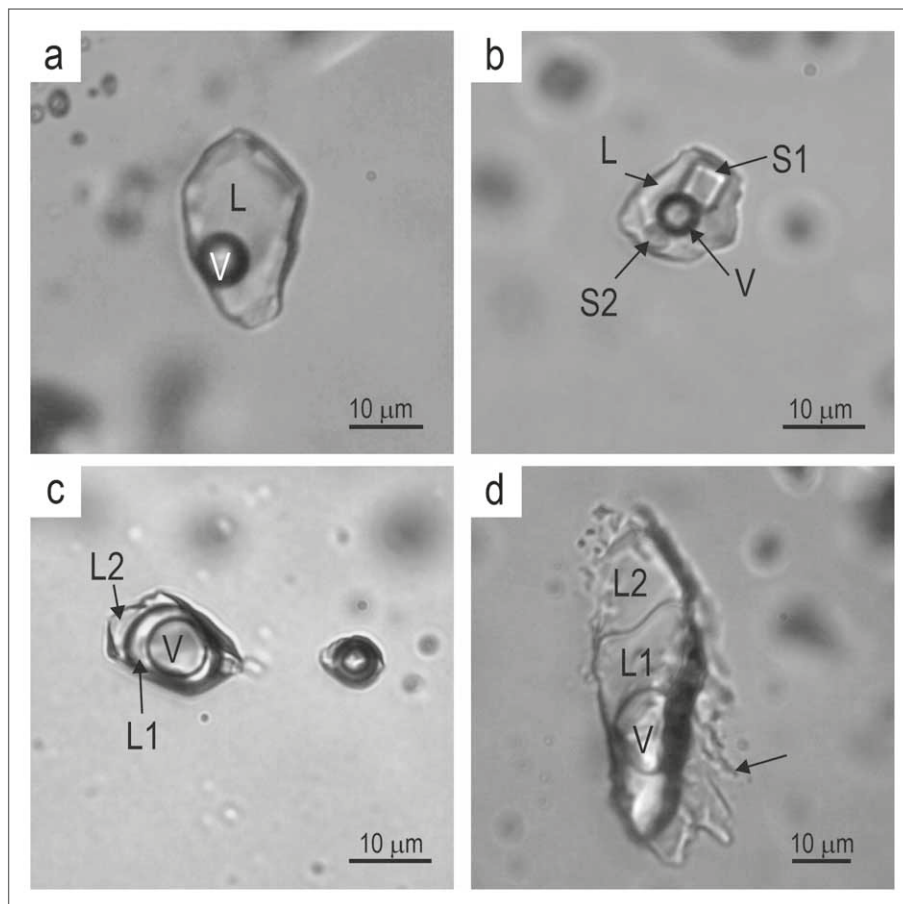
Typ	Počet měření (n)	$T_{h\text{ tot}}$ (°C)	$T_{h\text{ CO}_2}$ (°C)	$T_{m\text{ CO}_2}$ (°C)	$T_c$ (°C)	$T_{m\text{ hh}}$ (°C)	$T_{m\text{ ice}}$ (°C)	$T_{m\text{ clat}}$ (°C)	$T_{m\text{ h}}$ (°C)	Salinita (hm. % NaCl ekv.)
(I.) L+V	59	106/270	–	–	–30/–17	–	–15,5/–0,5	–	–	0,9/19,1
(II.) L+V+S±S2	14	142/323	–	–	–58/–48	–35/–33	–30,0/–24,6	–	223,9/245,0	33,1/34,4
(III.) L1+L2+V	52	–	15,0/30,0	–58,5/–56,6	–30/–23	–	–5,0/–0,5	5,0/12,1	–	0,7/8,0

uspořádaných do klastrů (shluků), velmi často koncentrovaných do středů zrn nebo šlo o solitérní inkluze (primární inkluze), mnohem více byly zastoupené nepravidelné a různě protažené fluidní inkluze, které tvořily krátké traily (pozice pseudosekundárních inkluzí) nepřesahující hranice zrn nebo byly uspořádané do růstových zón. Součástí delších trailů, které často protínaly sousední zrna, byly nepravidelné a spíše drobnější (do 10  $\mu\text{m}$ ) inkluze

sekundárního charakteru. Velikosti fluidních inkluzí tohoto typu se pohybovaly mezi 6 a 45  $\mu\text{m}$ . Stupeň zaplnění F byl nejčastěji 0,95. Mikrotermometrická analýza poskytla poměrně široké rozmezí hodnot  $T_{h\text{ tot}}$  od 106 do 270 °C s homogenizací na kapalinu. Teplota  $T_c$  (tab. 1) ukazuje na přítomnost fluidního systému  $\text{H}_2\text{O}$ –NaCl s možným zastoupením dalších iontů  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{Ca}^{2+}$  (Davis et al. 1990; Spencer et al. 1990). Salinita vodného roztoku je 0,9–19,1 hm. % NaCl ekv. a je odvozena od teploty  $T_{m\text{ ice}}$  (tab. 1). Při zjišťované možné závislosti salinity a hodnot  $T_{h\text{ tot}}$  není patrný žádný trend (obr. 6).

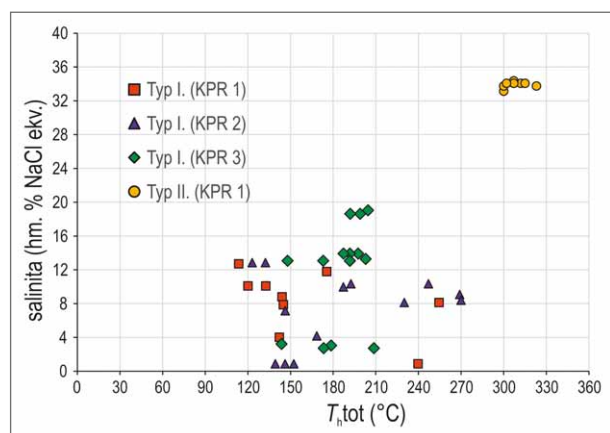
### Typ II.

Oválné až nepravidelné fluidní inkluze s různými výběžky byly uspořádané do velmi krátkých trailů nebo skupin (pozice pseudosekundárních až sekundárních inkluzí). Rozměry těchto inkluzí se pohybovaly mezi 6 a 30  $\mu\text{m}$ . Parametr F se pohyboval v rozmezí od 0,40 do 0,95. Teplota  $T_{m\text{ h}}$  měla malý rozsah od 223,9 do 245,0 °C. U inkluzí, u kterých byla zaznamenána zároveň  $T_{m\text{ h}}$  a  $T_{h\text{ tot}}$ , došlo k tání halitu vždy před dosažením celkové homogenizace.  $T_{h\text{ tot}}$  vykazovala větší rozptýlení hodnot od 142 do 323 °C s homogenizací na kapalinu, přičemž většina údajů přesahovala 300 °C. Některé z inkluzí obsahovaly druhou pevnou fázi (obr. 5b), která se během zahřívání neměnila až do teplot okolo 450 °C, kdy došlo k dekrepitaci inkluze. Z toho důvodu je nebylo možné identifikovat ani pomocí Ramanovy spektroskopie. Na základě zjištěných  $T_c$  mezi –58 a –48 °C jsou ve vodných



Obr. 5: Reprezentativní fluidní inkluze dle zastoupených typů. (a) nepravidelná dvoufázová inkluze typu I. (L+V; L – vodný roztok, V – plynná fáze); (b) inkluze typu II. (L+V+S1+S2; L – vodný roztok, V – plynná fáze, S1 – pevná fáze (NaCl), S2 – pevná fáze neznámého složení); (c) inkluze III. typu (L1+L2+V; L1 – kapalný  $\text{CO}_2$ , L2 – vodný roztok, V – plynný  $\text{CO}_2$ ); (d) inkluze typu III. vykazující znaky pravděpodobné reekvilibrace – označena šipkou, (L1+L2+V; L1 – kapalný  $\text{CO}_2$ , L2 – vodný roztok, V – plynný  $\text{CO}_2$ ).

Fig. 5: Representative fluid inclusions according to the types represented. (a) irregular two-phase type I inclusion (L+V; L – liquid, V – vapour); (b) type II inclusion (L+V+S1+S2; L – liquid, V – vapour, S1 – solid phase (NaCl), S2 – solid phase of unknown composition); (c) type III inclusion (L1+L2+V; L1 – aqueous  $\text{CO}_2$ , L2 – liquid, V – vapour  $\text{CO}_2$ ); (d) type III inclusion showing signs of probable reequilibration – marked with arrow, (L1+L2+V; L1 – aqueous  $\text{CO}_2$ , L2 – liquid, V – vapour  $\text{CO}_2$ ).



Obr. 6: Diagram závislosti hodnot  $T_{h\text{tot}}$  a salinity pro fluidní inkluze typu I. a II. s označením podle jednotlivých vzorků (KPR 1, KPR 2 a KPR 3).

Fig. 6: Diagram of dependence of  $T_{h\text{tot}}$  values and salinity for fluid inclusions of type I and II with labelling according to individual samples (KPR 1, KPR 2 and KPR 3).

fluidech obsaženy chloridy NaCl a  $\text{CaCl}_2$  (systém  $\text{H}_2\text{O}$ –NaCl– $\text{CaCl}_2$ ) s případným zastoupením dalších kationtů, např.  $\text{K}^+$  a  $\text{Mg}^{2+}$  (Borisenko 1977, 1982; Davis et al. 1990; Spencer et al. 1990). Rozsah salinit vodného roztoku je 33,1 až 34,4 hm. % NaCl ekv. (tab. 1).

### Typ III.

Vzorky obsahovaly fluidní inkluze uspořádané do shluků nebo se vyskytovaly soliterně, a to jak uprostřed zrn, tak také na jejich okraji (pozice primárních inkluzí). Tyto pravděpodobně primární inkluze byly často nepravidelné, různě protažené, zaoblené či zašpičatělé. Krátké traily nebo menší klastry tvořily nepravidelné inkluze s pseudosekundárním charakterem. Velikosti fluidních inkluzí typu III. se nejčastěji pohybují mezi 10 a 40  $\mu\text{m}$ , největší inkluze pak má 56  $\mu\text{m}$ . Inkluze vykazují relativně variabilní poměry vodné a  $\text{CO}_2$  fáze a také plynné a kapalné fáze  $\text{CO}_2$  (obr. 5c, d). Teplota homogenizace (na kapalinu)  $\text{CO}_2$  je od +15 do +30 °C. Teploty  $T_{h\text{tot}}$  nemohly být zjištěny z důvodu dekrepitace inkluzí před celkovou homogenizací.

Teplota  $T_m \text{CO}_2$  se pohybovala v rozmezí od –58,5 do –56,6 °C. Teplota  $T_c$  (mezi –30 a –23 °C) ukazuje na přítomnost vodného systému  $\text{H}_2\text{O}$ –NaCl s možným zastoupením dalších iontů  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{Ca}^{2+}$  (Davis et al. 1990; Spencer et al. 1990). Teploty  $T_m \text{ice}$  se pohybovaly od –5,0 do –0,5 °C. Tání klatrátů ( $T_m \text{clat}$ ) probíhalo od 5,0 do 12,1 °C a výsledná salinita pak má hodnoty 0,7 až 8,0 hm. % NaCl ekv.

Ramanova spektrometrie tří inkluzí potvrdila přítomnost  $\text{CO}_2$  (pásky 1 159, 1 280 a 1 385  $\text{cm}^{-1}$ ) s malým množstvím  $\text{CH}_4$  (pás 2 909  $\text{cm}^{-1}$ ) (Urban 2021), na což ukazovala snížená teplota tání pevného  $\text{CO}_2$  ( $T_m \text{CO}_2$ ) (tab. 1) pod hodnotu trojného bodu čistého  $\text{CO}_2$  (–56,6 °C). Obsah  $\text{CH}_4$  může být až 11 mol. % podle teplot  $T_m \text{CO}_2$  a  $T_h \text{CO}_2$  (Heyen et al. 1982 in Shepherd et al. 1985). Pevné fáze, které obsahovaly některé inkluze, nemohly být analyzovány z důvodu malých rozměrů těchto inkluzí.

Na základě přítomnosti složek je možné tento typ definovat jako  $\text{H}_2\text{O}$ –NaCl– $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{K}^+ \pm \text{Mg}^{2+} \pm \text{Ca}^{2+}$ .

### Diskuze

Trojfázové inkluze (typ II.) s fluidním systémem  $\text{H}_2\text{O}$ –NaCl– $\text{CaCl}_2$  mají poměrně vysoké salinity, což společně s výskytem cizí pevné fáze ukazuje na velkou podobnost s povariským fluidním systémem definovaným Slobodníkem et al. (2010a, 2020). Podobně vysoké salinity (9,0/29,9 hm. % NaCl ekv.) byly zaznamenány na řadě dalších lokalit v sileziku např. Jegłowa, Żulowa, Stará Červená Voda a Mirotínek, avšak s nižšími  $T_{h\text{tot}}$  (107/182 °C) zjištěnými Slobodníkem et al. (2010a).

Na druhé straně přiřazení k povariskému systému odporuje velký rozptyl  $T_{h\text{tot}}$ , který jde do vysokých hodnot přesahujících 300 °C. Vzhledem k těmto skutečnostem a prozatím nejasnou petrografickou pozicí tohoto typu inkluzí, jako sekundárních inkluzí ve variských křemenných žilách, není možné přesnější genetické začlenění tohoto systému. Zjištěné vyšší salinity (0,3 až 15,5 hm. % NaCl ekv.) systému  $\text{H}_2\text{O}$ –NaCl– $\text{CaCl}_2$  s  $T_{h\text{tot}}$  do 231 °C v primárních inkluzích v barytu na lokalitě Zámčisko na z. straně kry Orlíku dává Steinerová a Dolníček (2014) do souvislosti s pre-variskými procesy.

Mikrotermometrické parametry I. a III. typu inkluze se překrývají, ale s tím, že salinita vodných fluid I. typu (obr. 6) má větší rozsah až do hodnot 19,1 hm. % NaCl ekv. Chemický systém obou těchto typů je prakticky shodný. Tyto parametry společně s přítomností dominantní plynné fáze  $\text{CO}_2$  ukazují na příslušnost s variskými systémy, které byly doposud v dané oblasti definovány a můžeme je považovat za systémy, v nichž se uplatnily metamorfní složky fluidního systému (např. Diamond 1994) generované metamorfními podmínkami, které můžeme najít jak v řadě variských, tak i alpských terénů (např. Kaindl et al. 1999; Schroyen a Muchez 2000; Sindern et al. 2012). V inkluzích III. typu bylo možné sledovat poměrně variabilní poměry vodné a  $\text{CO}_2$  fáze a také plynné a kapalné fáze  $\text{CO}_2$ , což může poukazovat na zachycení heterogenního fluida nebo může jít o důsledek deformace starších inkluzí systému  $\text{H}_2\text{O}$ –NaCl– $\text{CO}_2$ .

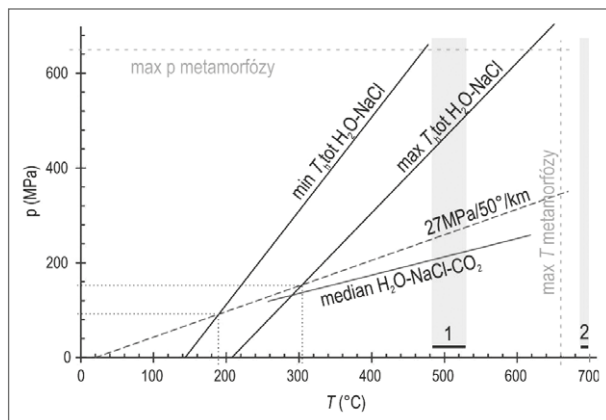
Nízkosalinní  $\text{H}_2\text{O}$ –NaCl– $\text{CO}_2$  inkluze jsou typické pro metamorfní typy fluid, byly sledovány také na jiných lokalitách v sileziku a autory byly interpretovány jako fluida produkovaná při variské metamorfóze (Ďurišová 1990; Fojt et al. 2007). Můžeme tedy předpokládat, že inkluze typu III. z prostoru keprnické klenby také přímo souvisí s variskou metamorfózou.

Vzácně se vyskytly inkluze (dvě), jež svou morfologií naznačují, že došlo k reekvilibraci působením naložených mladších P-T podmínek v daném prostoru, které ovlivňují vlastnosti již existující inkluze (obr. 5d). Pro reekvilibraci je příznačná velká tvarová variabilita, podle podobnosti s inkluzemi studovanými Ayllónem et al. (2003) by mohlo jít o tzv. “vlasovitou” strukturu, která se projevuje protáhlými hrbolky vystupujícími ze stěny inkluzí (podobně také Bakker a Elburg 2006). U inkluzí postižených reekvilibrací dochází k problémům při samotné interpretaci teplotně-tlakových podmínek vzniku a na interpretaci

dat z těchto inkluzí neexistuje jednotný názor (Ayllón et al. 2003; Tarantola et al. 2012). V případě námi studovaných inkluzí je možné, že v důsledku polyfázového tektonického vývoje došlo k reekvilibraci všech inkluzí, avšak bez větších změn v morfologii inkluzí. S jistotou tedy není možné říct, do jaké míry souvisí s vývojem fluid a syntektonickými žilami, které se v keprnické klenbě vyskytují, a proto nebyly zahrnuty do vyhodnocení.

Teploty vypočtené z chemického složení metamorfických biotitů (Henry et al. 2005) z okolních rul (ortorula: 688 až 699 °C a biotitická až dvojslídna rula: 616 až 643 °C) se blíží podmínkám variské metamorfózy (prográdní P-T podmínky 550 až 610 °C při tlaku 4–5 kbar byly následovány vrcholnými podmínkami ~660 °C při tlaku ~6,5 kbar) získanými pro svory z keprnické jednotky Košuličovou a Štípskou (2007). Nižší teploty (od 483 do 529 °C) získané magnetit-ilmenitovým termometrem můžeme pak přiřadit retrográdní fázi metamorfózy, protože petrografické vztahy ukazují, že oba tyto minerály jsou mladší než biotit.

Analýza možných P-T podmínek vzniku křemenných žil byla provedena s použitím izochor pro minimální a maximální  $T_{h\text{ tot}}$  fluid I. typu a izochory z mediánových dat pro fluida s  $\text{CO}_2$  (typ III.) a doplněna termickým gradientem s parametry přibližně odpovídající podmínkám v orogenu (obr. 7). Ze vztahů mezi těmito parametry je



Obr. 7: P-T podmínky vzniku křemenných žil ve vztahu k metamorfóze okolních hornin. Plně černé linie – izochory pro typ fluid  $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{NaCl}$  pro minimální a maximální  $T_{h\text{ tot}}$ , plně šedá – mediánová izochora pro fluida  $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{NaCl}$ – $\text{CO}_2$ , čárkovaně – termobarický litostatický gradient, tečkované šedé – maximální P-T podmínky metamorfózy hornin podle Košuličové a Štípské (2007), 1 – minerální termometr magnetit-ilmenit, 2 – biotitový minerální termometr pro vzorek ortoruly.

Fig. 7: P-T conditions of the formation of quartz veins in relation to the metamorphism of surrounding rock. Solid black lines – isochores for  $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{NaCl}$  fluid type for minimum and maximum  $T_{h\text{ tot}}$ , solid gray – median isochore for  $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{NaCl}$ – $\text{CO}_2$  fluid, dashed – thermobaric lithostatic gradient, dotted gray – maximum P-T conditions of rock metamorphism according to Košuličová and Štípská (2007), 1 – magnetite-ilmenite mineral thermometer, 2 – biotite mineral thermometer for the orthogneiss sample.

možné usuzovat, že ke vzniku křemenných žil a samotnému uzavření fluid došlo při teplotách od 190 do 300 °C a při tlacích od 90 do 160 MPa. Zatím není možné stanovit relativní stáří jednotlivých typů fluid, a tudíž jejich postavení ve vývoji vzhledem k metamorfóze. Spekulativně můžeme uvažovat, při porovnání s modelováním systému  $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{NaCl}$ – $\text{CO}_2$  (např. Schmidt a Bodnar 2000), že dané podmínky by mohly zahrnovat i podmínky pro zachycení heterogenních nízkosalinních vodných fluid s  $\text{CO}_2$  (typ III.). Odvozené P-T podmínky odpovídají mnohem nižším teplotám i tlakům, než byly vrcholové podmínky metamorfózy. Takové podmínky by ukazovaly na vznik křemenných žil, inkluzí a uzavření fluid během retrográdní fáze metamorfózy.

### Závěr

Prostor keprnické klenby byl během variských horotvorných procesů ovlivněn intenzivní deformací a regionální metamorfózou. Biotit z minerální asociace studovaných rul z keprnické klenby vykazuje teploty metamorfni rekrystalizace v rozmezí od 616 do 699 °C, což je v souladu s dříve zjištěnými vrcholnými podmínkami metamorfózy v této jednotce (kolem 660 °C při tlaku 6,5 kbar; Košuličová a Štípská 2007). Křemenné žíly, které byly v těchto horninách nalezeny, obsahují fluidní inkluze třech typů (L+V, L+V+S±S2 a L1+L2+V). Fluida prvního a třetího typu lze na základě jejich charakteristik a složení považovat za systémy, které byly generovány metamorfními podmínkami variské orogeneze. Tyto typy fluid byly uzavřeny v inkluzích křemenných žil za teplot 190–300 °C a tlaku 90–160 MPa. Zjištěné podmínky odpovídají podmínkám retrográdní fáze metamorfózy s nižšími teplotami a tlaky, než měly vrcholné fáze metamorfózy. Vysokosalinní typy fluid (typ II.) obsahující dceřiné minerály by mohly být označeny jako povariské, avšak jejich pozice jako sekundárních inkluzí není zřejmá, a navíc vykazují hodnoty  $T_{h\text{ tot}}$  až přes 300 °C, což zatím u povariských systémů nebylo v sileziku zjištěno.

### Poděkování

Autoři děkují P. Gadasovi za zhotovení analýz na elektronové mikrosondě a K. Slavičkovi za naměření spekter na Ramanově spektrometru. Velké poděkování patří také editorovi M. Slobodníkovi a recenzentům J. Zachariášovi a P. Pořádkovi. Studie vznikla s podporou specifického výzkumu PřF MU (TU) a DKRVO/ČGS (2018–2022) za finanční podpory projektů České geologické služby číslo 321180 (DB).

### Elektronická příloha (electronic attachment):

e-appx. 1: Data elektronové mikroanalýzy (EMPA) minerálů (slídy, živec, ilmenit, magnetit) z ortoruly a biotitické až dvojslídny ruly (pararula) keprnické jednotky.

e-appx. 1: Electron microanalysis (EMPA) data of minerals (mica, feldspar, ilmenite, magnetite) from orthogneiss and biotitic to two-mica gneiss (paragneiss) of the Keprník unit.



## Literatura

- Andersen, D. J., Lindsley, D. H. (1985). New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer (abstract). – Transactions American Geophysical Union, 66, 18, 416.
- Ayllón, F., Bakker, R. J., Warr, L. N. (2003). Re-equilibration of fluid inclusions in diagenetic-anchizonal rocks of the Ciñera-Matallana coal basin (NW Spain). – *Geofluids*, 3, 49–68. <https://doi.org/10.1046/j.1468-8123.2003.00048.x>
- Bakker, R. J. (2003). Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk properties. – *Chemical Geology*, 194, 3–23. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00268-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00268-1)
- Bakker, R. J., Elburg, M. A. (2006). A magmatic-hydrothermal transition in Arkaroola (northern Flinders Ranges, South Australia): from diopside-titanite pegmatites to hematite-quartz growth. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 5, 541–569. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0125-0>
- Bodnar, R.J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O–NaCl solutions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683–684. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90378-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-A)
- Borisenko, A. S. (1977). Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. – *Soviet Geology and Geophysics*, 18, 11–19 (in Russian).
- Borisenko, A. S. (1982). Analysis of salt content of solutions in gas-liquid inclusions in minerals using cryometric methods. – In: Laverov, N. P. (ed.): *Ispolzovaniye metodov termobarogeochimiyi pri poiskach i izucheniyi rudnykh mestorozhdeniy.* – Nedra, 37–46 (in Russian).
- Buriánek D., Kropáč, K. (2009). Vznik metamorfni mineralni asociace granátovců z desenské jednotky silezika. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 16, 100–108. – Dostupné na: <https://journals.muni.cz/gvms/article/view/4789/3855>, 16. 10. 2022.
- Davis, D. W., Lowenstein, T. K., Spencer, R. J. (1990). Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl–H<sub>2</sub>O, NaCl–KCl–H<sub>2</sub>O, NaCl–MgCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O and NaCl–CaCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 591–601. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90355-O](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90355-O)
- Diamond, L. W. (1994). Introduction to phase relations of CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O fluid inclusions. – In: De Vivo, B., Frezzotti, M. L. (eds): *Fluid inclusions in Minerals: Methods and Applications*, 131–158.
- Dolníček Z., Fojt B., Mašek V. (2018). Podmínky vzniku mineralizace rudních sloupů ložiska Zlaté Hory-jih: pohled ze studia fluidních inkluzí. – *Bulletin Mineralogie Petrologie*, 26, 1, 64–73.
- Đurišová J. (1990). Charakteristika nerostotvorného prostředí na vybraných lokalitách Jeseníků na základě studia fluidních inkluzí. – *Sborník geologických věd, ložisková geologie, mineralogie*, 29, 167–186.
- Fojt, B., Dolníček, Z., Hoffman, V., Škoda, R., Trdlička, Z., Zeman, J. (2007). Paragenetická charakteristika ložisek Zn-Pb rud v širším okolí Horního Města u Rýmařova. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 92, 1–2, 3–57.
- Henry, D. J., Guidotti, Ch. V., Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. – *American Mineralogist*, 90, 2–3, 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Cháb, J., Breit, K., Fatka, O., Šimůnek, Z., Štorch, P., Vašíček, Z., Zajíc, J., Zapletal, J. (2008). Stručná geologie Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. – *Česká geologická služba*. Praha. 283 s.
- Cháb, J., Mixa, P., Vaněček, M., Žáček, V. (1994). Geology of the NW part of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). – *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 69, 3, 17–26. Praha.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002). Geologická minulost České republiky. – *Academia*. Praha. 436 s.
- Kaindl, R., Hoinkes, G., Knoll, P., Abart R. (1999). Fluid inclusions related to Variscan and Alpine metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement, Eastern Alps. – *Mineralogy and Petrology*, 65, 29–49. <https://doi.org/10.1007/BF01161575>
- Kontář, M. (2011). Kontrastní typy fluid v inkluzích křemenů alpské paragneze z oblasti sobotínského masivu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 18, 2, 138–142. – Dostupné na: <https://journals.muni.cz/gvms/article/view/4702/3772>, 16. 10. 2022.
- Košulíková, M., Štípská, P. (2007). Variations in the transient prograde geothermal gradient from chloritoid-staurolite equilibria: a case study from the Barrovian and Buchan-type domains in the Bohemian Massif. – *Journal of metamorphic Geology*, 25, 1, 19–35. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00674.x>
- Kröner, A., Štípská, P., Schulmann, K., Jaekel, P. (2000). Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. – *Geological Society*, 179, 175–197. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.12>
- Maluski, H., Rajlich, P., Souček, J. (1995). Pre-variscan, Variscan and Early Alpine thermo-tectonic history of the north-eastern Bohemia Massif: An <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar study. – *Geologische Rundschau*, 84, 345–358. <https://doi.org/10.1007/BF00260445>
- Menges, F. (2021). Spectragryph – optical spectroscopy software. – Dostupné na: <https://www.ffmpeg2.de/spectragryph/>, 16. 10. 2022.
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983). *Geologie ČSSR I. Český masív.* – Statní pedagogické nakladatelství. Praha. 333 s.
- Rajlich, P. (1993). *Variská duktilní tektonika Českého masivu.* – Vydavatelství Českého geologického ústavu. Praha. 172 s.
- Roedder, E. (1984). *Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy, Volume 12.* – Mineralogical Society of America. Washington D. C. 654 s.
- Schmidt, C., Bodnar, R. J. (2000). Synthetic fluid inclusions: XVI. PVTX properties in the system H<sub>2</sub>O–NaCl–CO<sub>2</sub> at elevated temperatures, pressures, and salinities. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 22, 3853–3869. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00471-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00471-3)
- Schroyen, K., Muchez, Ph. (2000). Evolution of metamorphic fluids at the Variscan fold-and-thrust belt in eastern Belgium – *Sedimentary Geology*, 131, 3–4, 163–180. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00133-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00133-5)
- Schulmann, K., Gayer, R. (2000). A model for continental accretionary wedge development by oblique collision: the NE Bohemian Massif. – *Journal of the Geological Society*, 157, 401–416. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.2.401>
- Schulmann, K., Hartley, A., Cháb, J. (1995). *Excursion guide. Post-conference excursion TMIDSR*, Praha.

- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., Alderton, D. H. (1985). *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. – Blackie and Sons. 239 s.
- Sindern, S., Meyer, F. M., Lögering, M. J., Kolb, J., Vennemann, T., Schwarzbauer, J. (2012). Fluid evolution at the Variscan front in the vicinity of the Aachen thrust. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 101, 87–108. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0662-2>
- Slobodník, M., Gadas, P., Všianský, D., Přichystal, A., Losos, Z. (2020). Regional low-temperature fluid flow indicated by quartz mineralization in Silesicum, NE Bohemian massif. – *Geologica Carpathica*, 71, 3, 233–248. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.71.3.3>
- Slobodník M., Přichystal A., Gadas P., Kontár M., Morávek R. (2010a). Genetické aspekty vzniku křišťálů v sileziku, severní Morava. – *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze*, 18, 2, 32–42.
- Slobodník, M., Přichystal, A., Morávek, R. (2010b). Geneze křemenných žil u Velké Kraše v sileziku. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 17, 1–2, 166–169. Brno. – Dostupné na: <https://journals.muni.cz/gvms/article/view/4757/3824>, 16. 10. 2022.
- Souček, J. (1978). Metamorphic Zones of the Vrbovo and Rejvíz Series, the Hrubý Jeseník Mountains, Czechoslovakia. – *Tschermaks Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 25, 195–217.
- Spencer, R. J., Möller, N., Weare, J. H. (1990). The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical model for the Na–K–Ca–Mg–Cl–SO<sub>4</sub>–H<sub>2</sub>O system at temperatures below 25 °C. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 575–590. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90354-N](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90354-N)
- Steele-MacInnis, M., Bodnar, R. J., Naden, J. (2011). Numerical model to determine the composition of H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub> fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 1, 21–40. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.10.002>
- Steinerová, L., Dolníček, Z. (2014). Fluidní inkluze v žilných mineralizacích z lomu Zámčisko (Hrubý Jeseník). – *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze*, 22, 2, 376–384. – Dostupné na: <http://www.bullmineral.cz/paper/download/104/fulltext>, 16. 10. 2022.
- Sterner, S. M., Hall, D. L., Bodnar, R. J. (1988). Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl–KCl–H<sub>2</sub>O under vapour-saturated conditions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 989–1005. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90254-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90254-2)
- Suess, F. E. (1912). Die Moravischen Fernster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. – In: Hölder, A. (ed): *Denkschriften der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, 88, 541–631. Wien.
- Svoboda, J., Beneš, K., Dudek, A., Holubec, J., Chaloupský, J., Kodym ml., O., Malkovský, M., Odehnal, L., Polák, A., Poucha, Z., Sattran, V., Škvor, V., Weiss, J. (1964). Regionální geologie ČSSR, Český masív, Krystalinikum. – Ústřední ústav geologický. Praha. 377 s.
- Štelcl, J. (1950). Příspěvek k poznání petrografie severovýchodní části keprnické klenby. – MS, disertační práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Štípská, P., Schulmann, K., Thompson, A. B., Ježek, J., Kröner, A. (2001). Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 332, 239–253. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00259-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00259-6)
- Tarantola, A., Diamond, L.W., Stünitz, H., Thust, A., Pec, M. (2012). Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress. III: influence of principal stresses on inclusion density and orientation. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164, 537–550. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0749-1>
- Urban, T. (2021). Metamorfní žíly a metamorfóza ve vrcholové části keprnické klenby. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Van Breemen, O., Aftalion, M., Bowes, D. R., Dudek, A., Mísař, Z., Povondra, P., Vrána, S. (1982). Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73, 2, 89–108. <https://doi.org/10.1017/S0263593300009639>

# Geofyzikální mapování výskytu těšínitové asociace hornin v okolí Žermanic – slezská jednotka

Geophysical mapping of the occurrence of the Teschenites rock association in the vicinity of the Žermanice village – the Silesian unit

Anastasia Melnyk<sup>1</sup>, Lubomil Pospíšil<sup>2</sup> ✉

<sup>1</sup> Katedra geologického inženýrství, HGF VŠB-TU Ostrava, 17. listopadu 2172/15, 708 00 Ostrava-Poruba, Česká republika

<sup>2</sup> Katedra geodézie a důlního měřičtví, HGF VŠB-TU Ostrava, 17. listopadu 2172/15, 708 00 Ostrava-Poruba, Česká republika

## Key words:

Teschenite, physical properties, magnetic anomalies, susceptibility, ERT

✉ lubomil.pospisil@vsb.cz

## Editor:

David Buriánek

## Abstract

*Picrites, monchiquites, fourchettes, ouachitites, teschenites s.s. and teschenite clinopyroxenites are the representatives of major effusive and hypabyssal rock types of teschenite association rocks (TAR) of the Silesian unit of the Western Carpathians flysch belt. The geophysical image of TAR and their physical properties can be observed mainly in the magnetic and geoelectrical data, mainly from well logs and magnetic maps of different authors. Geophysical research of the TAH was carried out only in a limited scope of works due to unclear and complicated structural-tectonic conditions related to its development in space and time. This contribution provides a detailed overview of the methodology used in the mapping and interpretation of one of the geologically well-explored locality located in the vicinity of the abandoned quarry in Žermanice village.*

*Geophysical works are part of research projects implemented at VŠB-TU in Ostrava. The aim is to verify the possibilities of geophysical methods in monitoring the extent, structural and tectonic position of the TAH. It also includes the creation of GRAV/MAG models based on which the reality of the measured effects caused by the given bodies is verified. At the Žermanice location, geophysical methods were used in the profile variant, namely gravity, magnetic and geoelectrical measurements in the ERT (electrical resistance tomography) variant. The results proved that this combination of methods enable comprehensively map individual TAH bodies and thus appropriately supplement geological and geochemical data and results.*

## Úvod

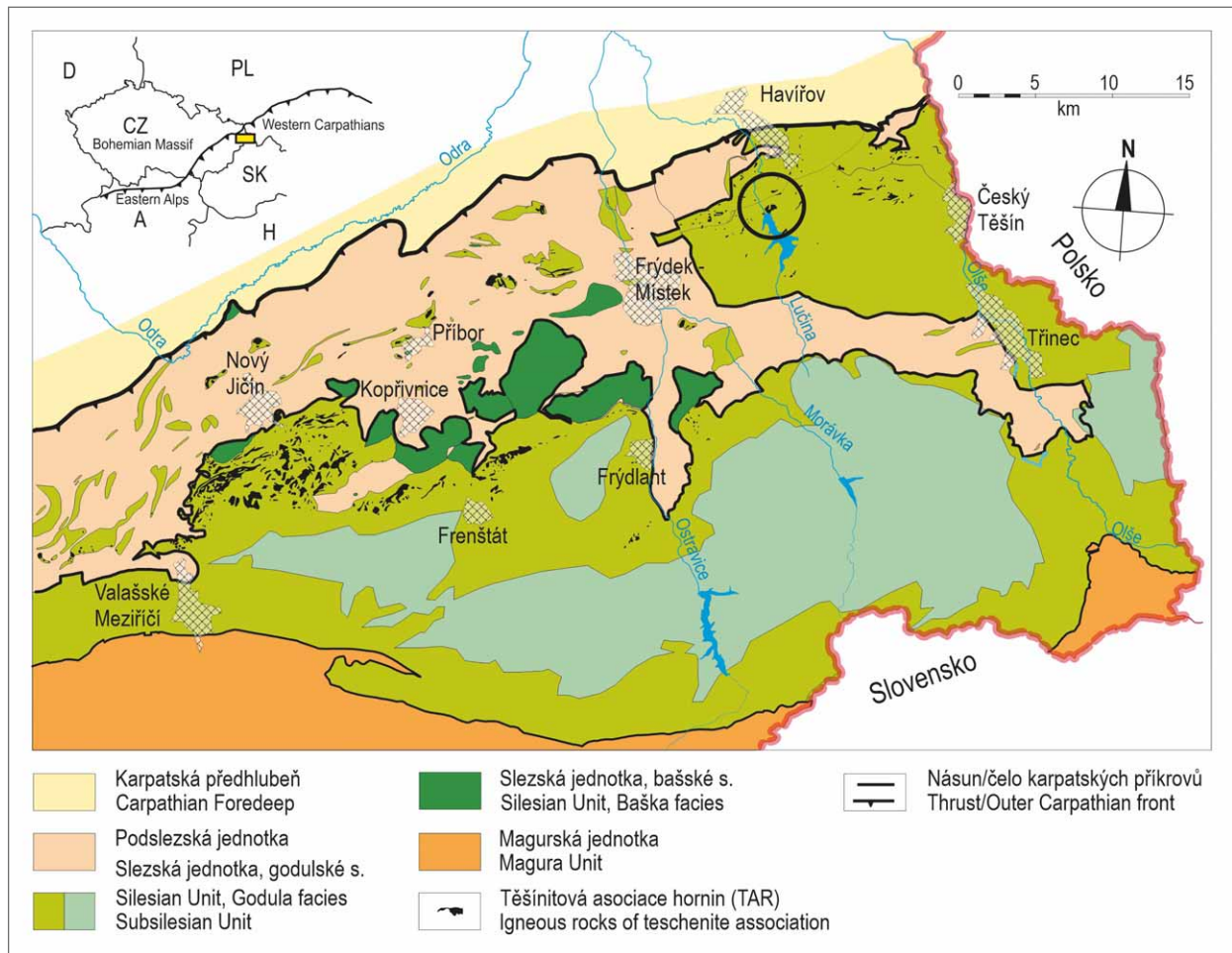
Geofyzikální studium těšínitové komplexu hornin Slezské jednotky je velmi obtížné vzhledem k velké variabilitě horninových typů a jejich chemického složení. Hlavní problém při určování typu hornin je v tom, že si v minulosti každý autor vytvořil svou vlastní klasifikaci [např. melanokrání monchiquit podle Šmída (1978) je pikrit podle Pacáka (1926), hornina z Tiché je podle Šmída fourchit, ale podle Dolníčka (2013) těšínit, hornina z Ostravice podobně atd.].

Další problém je i vnitřní diferenciacie těles. Jedno těleso často obsahuje několik horninových typů. Z tohoto hlediska bude v budoucnu nutné stanovit zcela novou klasifikaci. Vymyslet rozumná klasifikační kritéria, z každého výchozu odebrat vzorek, udělat nábrus, příp. i výbrus a práškový vzorek na difrakci. V databázi by měla být pro každý vzorek i mineralogie a horninová struktura. Tento náročný proces bude vyžadovat desítky let. Proto pro geofyzikální posouzení možnosti projevu těšínitové asociace hornin využíváme zatím klasifikaci z práce Šmíd (1978). Tato klasifikace kombinuje mineralogické složení se strukturou,

## Doporučená citace článku:

Melnyk, A. Pospíšil, L. (2022). Geofyzikální mapování výskytu těšínitové asociace hornin v okolí Žermanic – slezská jednotka. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 29, 1–2, 69–77.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-21299>



Obr. 1: Zjednodušená geologická mapa území doplněná o výskyt těšinitových těles (černé plochy) a lokalita v blízkosti obce Žermanice, které byly vybrány pro detailní geofyzikální výzkum (černý kruh).

Fig. 1: Simplified geological map of the area supplemented by the occurrences of teschenite bodies (black areas) and locality near the village of Žermanice, that were selected for detailed geophysical research (black circle).

podobně jako je tomu u práce Menšík (1982). Potíž je, že nedefinuje konkrétní horniny, ale spíše horninové řady. Je nám známa skutečnost, že na mnohých lokalitách se po geochemickém ověření prokázal zcela jiný typ hornin a jejich původ vzniku (např. Matýsek et al. 2018; Buriánek a Bubík 2012). Tyto nové poznatky jsou samozřejmě zohledňovány při detailních geofyzikálních studiích.

Vzhledem k prostoru, ve kterém se nachází výchozy tohoto komplexu těšinitové asociace hornin, ve spodní části hradištského souvrství (Eliáš et al. 2003), se dříve geofyzikální výzkumy realizovaly na základě dat získaných z leteckého magnetického mapování (Gnojek 2004) nebo starších pozemních magnetických měření provedených v širším okolí Ostravy (Šutora a Chlpoš 1967). Druhé byly však realizovány s nedostatečnou hustotou měřených bodů. Proto v rámci studentského výzkumného projektu VŠB-TU Ostrava byla k řešení využita a reinterpretována nejen archivní geofyzikální data, ale na vybraných typových lokalitách realizovány nové geofyzikální práce v profilové modifikaci. Kombinace metod pozemní magnetometrie, elektrické odporové tomografie (ERT), dipólového elektromagnetického profilování (DEMP), gravimetrie a měření kapametrem na odkryvech byla

cílena na zpřesnění rozsahu, tvaru a struktur těšinitových těles. Tyto výsledky byly na bázi GIS technologií konfrontovány s dřívějšími daty archivovanými v České geologické službě (Archiv ČGS) a to především s leteckou magnetometrií, gravimetrií a radiometrií.

Předběžné výsledky ukázaly, že data, v současnosti poskytovaná leteckou magnetometrií, podávají pouze orientační informace o rozmístění povrchových výchozů těšinitů. Tato data spíše ukazují, vzhledem k letové výšce (80 m), větší tělesa anebo účinek superpozice několika těles. Pro první etapu výzkumu, pro první otestování možností geofyzikálních metod, byla vybrána řada lokalit, na kterých se provedlo magnetické profilové měření pro ověření velikosti a rozsahu anomálií nad známými odkryvy. Většinou se potvrdilo, že odkryvy tvoří malá, několik metrů mocná tělesa, jejichž magnetický účinek byl co do intenzity velmi proměnlivý a často plošným měřením nezjistitelný. Z těchto lokalit se vybrala území s rozsáhlejšími tělesy, ve kterých se realizoval komplex geofyzikálních metod. Jednalo se o tyto vybrané lokality – Lešná, Nový Jičín, Staré Město, Frenštát, Krmelín, Bruzovice a Žermanice. Ukázky v tomto příspěvku jsou vybrány z měření na lokalitě – Žermanice (obr. 1).

## Metodika

Rešerši geologické a geofyzikální literatury jsme provedli s důrazem na hustotní a magnetické vlastnosti asociace tešinitových horniny. V současnosti je možné většinu těchto archivních dat dohledat v ČGS – Geofondu (Kadlečík et al. 1983, Doležal et al. 1973, Doležal 1977, Hanák a Ondra 2001). Údaje o magnetických susceptibilitách tešinitů zhodnotil i Gnojek (2004) a na omezených lokalitách Buriánek a Skácelová (2007), Matýsek et al. (2018) a další.

Důležitou složkou hradištského souvrství jsou hypoabysální a efuzivní magmatity bazického až ultrabazického charakteru, táhnoucí se v pásmu od Hranic na JZ až po Český Těšín a následně na polské území k Andrychovu a Inwaldu v Polsku na SV (obr. 1). Společný název pro ně je asociace tešinitových hornin (TAH) vzhledem k jejich rozmanitému petrografickému složení. Petrografická variabilita, která komplikuje a brání určení typu, odpovídá velké variabilitě fyzikálních vlastností. Výlevné horniny hradištského souvrství mají věk berrias až barrem (Menčík et al. 1983; Skupien a Pavluš 2013; Matýsek et al. 2018).

Metodika geofyzikálního výzkumu TAH byla založena na zhodnocení a analýze archivních dat, provedení nových ověřovacích geofyzikálních profilových prací na vybraných typových lokalitách. Vzhledem k finanční a časové náročnosti byla realizována pozemní magnetometrická měření, elektrická odporová tomografie (ERT), dipólové elektromagnetické profilování (DEMP), gravimetrie a měření kapametrem na odkryvech s TAH. Interpretační práce byly zacíleny na zpřesnění rozsahu, tvaru a struktur

Tab. 1: Přehled fyzikálních vlastností tešinitové asociace hornin podle Uhmanna in Kadlečík et al. (1983). Z tabulky je zřejmý velký rozptyl hodnot jednotlivých vzorků TAH, ovlivněný mnoha faktory (hydrotermální přeměny, zvětrání, tektonický postih atd.). Tab. 1: Overview of physical properties of the teschenite rock association according to Uhmanna in Kadlečík et al. (1983). The table shows a large variance of values of individual rock samples of TAR, influenced by many factors (hydrothermal transformations, weathering, tectonic impact, etc.).

Vlastnosti	Jednotky	Rozptyl	Aritmetický průměr	Standardní odchylka	Množství vzorků
Mineralogická hustota	kg/dm <sup>3</sup>	2,670–3,264	2,888	0,108	390
Objemová hustota	kg/dm <sup>3</sup>	2,543–3,197	2,83	0,121	390
Přirozená hustota	kg/dm <sup>3</sup>	2,605–3,202	2,851	0,104	390
Pórozita	%	0,0–7,6	2,1	1,7	390
Magnetická susceptibilita	10 <sup>-6</sup> j. SI	43–185 857	40 313	944 826	390
Celková aktivita gama	10 <sup>-6</sup> Uekv,	0,2–21,8	6,9	3,1	390
Obsah <sup>232</sup> Th	10.VI	0,2–26,4	8,2	3,9	390
Obsah <sup>238</sup> U	10.VI	0,0–9,9	2,3	1,2	390
Obsah <sup>40</sup> K	%	0,0–3,1	0,9	0,7	390

tešinitových těles. V tomto příspěvku se věnujeme pouze tešinitovému tělesu u Žermanic.

## Fyzikální vlastnosti hornin

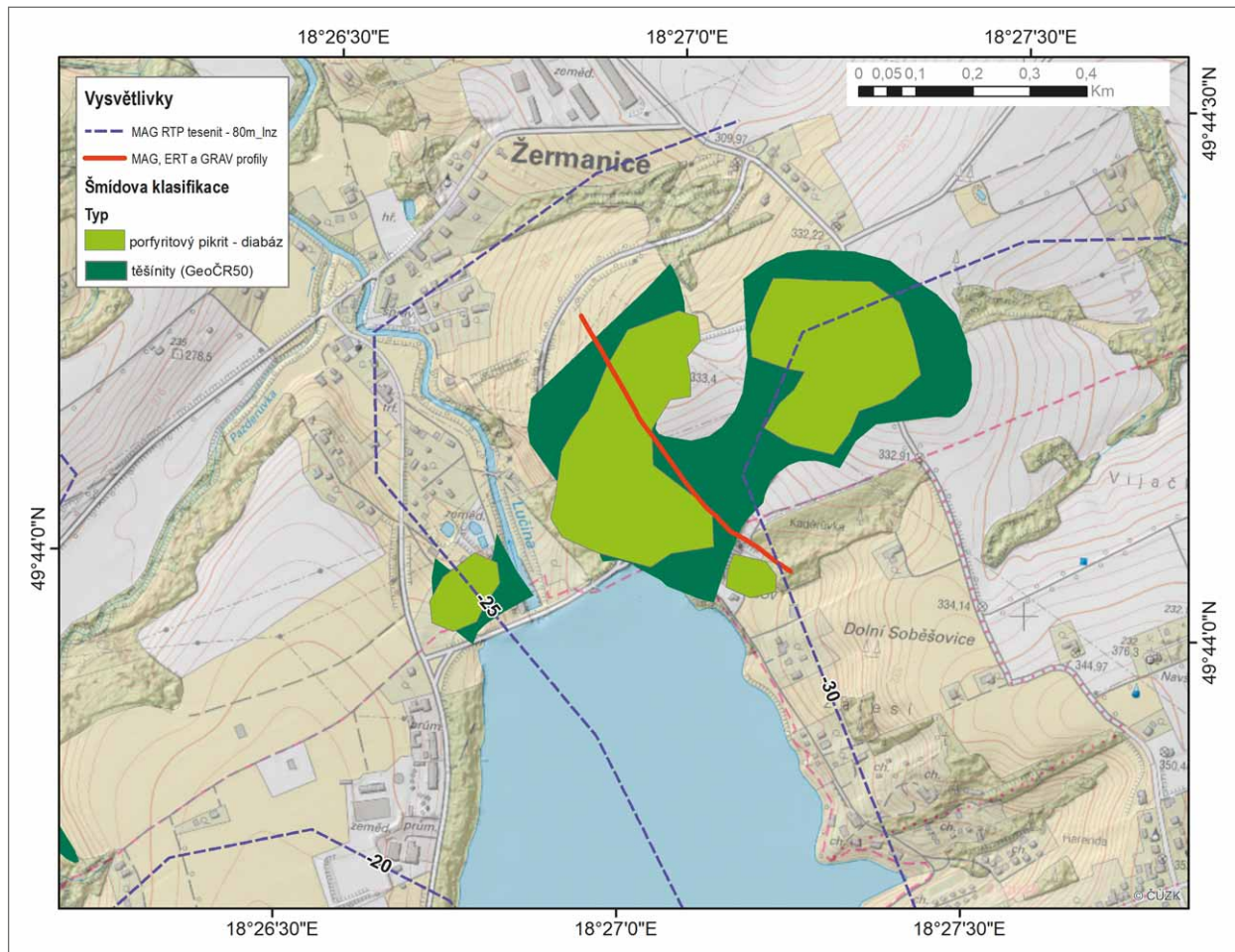
Mezi základní fyzikální vlastnosti hornin, které byly využity pro interpretaci a řešení obrácené úlohy, se řadí magnetická susceptibilita a hustota, které nejenže umožňují odlišovat jednotlivá tělesa, ale navíc je lze použít ke konstrukci geologicko-geofyzikálních modelů.

Magnetická susceptibilita je velmi charakteristickým parametrem pro každý typ vulkanické horniny. Zjednodušeně můžeme TAH rozdělit na horniny s vysokou a nízkou magnetickou susceptibilitou. Hodnoty pod  $8\,500 \times 10^{-6}$  SI mají bazalty (diabázy, dolerity, mandlovce) a hodnoty nad  $8\,000 \times 10^{-6}$  SI mají monchiquity, pikrity a tešinity, které jsou nejmagnetičtějšími horninami v této oblasti (Uhmanna in Kadlečík et al. 1983). Rozdíly v susceptibilitách mohou být odrazem řady dalších faktorů. Některá zjištění jsou však v rozporu s původními předpoklady a zjištěními a daty měřenými jinými autory.

Tab. 2: Průměrné hodnoty fyzikálních vlastností TAH v prostoru slezské jednotky použité pro modelování interpretačních profilů (upraveno podle Uhmanna in Kadlečík et al. 1983).

Tab. 2: Average values of physical properties of TAH in the space of the Silesian unit used for modelling of interpretation profiles (arranged after Uhmanna in Kadlečík et al. 1983).

Komplex	hloubka	susceptibility		Přirozená hustota		rychlosti		N
		M	Ds	M	ds	v		
jednotky	m	(10 <sup>-6</sup> j.SI)		(kg/dm <sup>3</sup> )		(m/sec)		
Miocén:								
pelity	256–3 772	214	63	2,384	0,106	2 720	532	267
psamity	273–3 769	157	101	2,519	0,127	3 918	906	67
klastika vcelku	256–3 772	203	76	2,411	0,123	2 973	796	334
Podslezská jed.:								
pelity	42–2 089	239	147	2,473	0,098	3 479	613	283
psamity	103–1 901	181	83	2,51	0,104	4 013	742	41
klastika vcelku	42–2 089	232	142	–	–	3 584	671	324
Slezská jed.:								
krosněn. souv.								
pelity	55–1 162	216	44	2,633	0,045	4 103	591	24
psamity	202–1 256	140	48	2,646	0,061	4 481	552	45
klastika vcelku	55–1 256	166	59	2,641	0,056	4 366	586	69
Slezská jed.:								
godulské souv.								
pelity	55–2 705	259	60	2,681	0,037	4 220	780	138
psamity	55–2 705	204	113	2,642	0,056	4 536	511	157
klastika vcelku	55–2 705	229	96	–	–	4 425	635	295



Obr. 2: Situace realizovaného geofyzikálního interpretačního profilu v prostoru obce Žermanice, doplněná o výřez těšínitových těles z geologické mapy ČR50 (tmavě zelené plochy) a z mapy Šmída (1978) – světle zelené plochy. Izolinie magnetických anomálií  $\Delta Z$  (Šutora, Chlpoš 1967) jsou modré linie. Plná červená linie – geologický profil napříč přehradní hrází. Na lokalitě se provedlo kontrolní pozemní magnetometrické a tíhové profilové měření s krokem 15 m a ERT měření s rozestupem elektrod 4 m.

Fig. 2: The location of the realized geophysical interpreted profile in the area of the village of Žermanice, supplemented by a teschenite bodies after geological map ČR50 (dark green areas) and Šmíd's map (1978 – light green areas). Isolines of magnetic anomalies  $\Delta Z$  (Šutora, Chlpoš 1967) are blue lines. Heavy red line – geological profile across the dam. A control ground magnetic profile measurement with a step of 15 m and a ERT measurements with an electrode spacing of 4 m were carried out at the location.

Například Čípová (2006) uvádí pro těšínity hodnoty  $10\text{--}57 \times 10^{-3}$  SI a pro pikrity  $0,4\text{--}52,0 \times 10^{-3}$  SI. Důvody tohoto rozdílu musíme hledat v mineralogii obou skupin, a proto se velká pozornost souběžně věnuje petrografickému a geochemickému studiu hlavních horninových typů (např. Buriánek a Skácelová 2007; Matýsek et al. 2018; Schuchová a Dolníček 2013).

Přiložená tabulka jednotlivých parametrů poskytuje souhrnný přehled fyzikálních vlastností hornin těšínitové asociace hornin (tab. 1). Je sestavena z archivních zpráv Geofyziky Brno, a.s. (Kadlečík et al. 1983), které zahrnují stovky měření jak na povrchových, tak i vrtných vzorcích, které jsme doplnili o hodnoty kontrolních měření na vybraných lokalitách.

Pro modelování a tvorbu interpretačních profilů byly kromě susceptibilit zohodnoceny i hustotní poměry v dané oblasti a pro jednotlivé jednotky stanoveny hodnoty přirozených hustot (100% sycené  $H_2O$  – tab. 2).

### Použité geofyzikální metody

Strukturní pozici a fyzikální projevy hornin těšínitové asociace jsme se rozhodli ověřit terénním magnetickým, geoelektrickým a gravimetrickým měřením na různých lokalitách a nad různými typy těšínitových těles. Na lokalitě Žermanice (obr. 2), na které probíhala první etapa geofyzikálních profilových měření, jsme použili starší typ magnetometru fy. Geometrics. Abychom vyloučily jakékoliv pochybnosti o jeho přesnosti a spolehlivosti, použili jsme následně dvojité opakování magnetických měření přístrojem fy. Satisgeo.

Magnetometrie byla měřena s krokem 15 m a pro měření totálního vektoru geomagnetického pole na profilech byly použity dva protonové magnetometry – magnetometr G-816 (Geometrics) a PMG-2 od výrobce SatisGeo. Druhý magnetometr umožnil měřit paralelně s intenzitou magnetického pole i vertikální magnetický gradient. Vzdálenost mezi měřeními body byla zvolena 15 m. Pro vyloučení možných nepřesností a chyb bylo prováděno na každém pátém bodě opakované měření.

Magnetické variace byly získány z geomagnetické observatoře Budkov (GFÚ AV ČR). Z magnetických měření byla spočtena hodnota anomálie  $\Delta T$  (skalární rozdíl velikosti totální složky geomagnetického pole a statisticky určeného normálního pole na lokalitě – obr. 3).

Gravimetrie byla na profilu měřena s krokem 15 m, použit byl setinný gravimetr LaCoste&Romberg, No. 176. Topokorekce byly zpracovány a stanoveny programem TopoSK (Marušiak et al. 2016). Gravimetrické měření bylo zpracováno do úplných Bouguerových anomálií, s použitou redukční hustotou  $2,67 \text{ kg/dm}^3$  (obr. 3).

U gravimetrických a magnetických bodů byly výšky a jejich souřadnice získány měřením s GNSS aparaturou Leica systémem 1200, která se skládala z antény:

ATX1230 GG, GPS/GLONASS SmartAntenna a kontrolieru RX1250Xc, WinCE System 1200 Controller. přesnost GNSS aparatury udaná výrobcem je pro RTK metodu – horizontální 10 mm + 1 ppm a vertikální 20 mm + 1 ppm.

Metoda ERT (electrical resistivity tomography) – elektrická odporová tomografie byla jednou z dalších geofyzikálních metod, která je efektivní z hlediska rozlišení horninového prostředí a rozhraní pod zemským povrchem. V obzvláště v nepřístupných polohách je tato metoda relativně rychlá a efektivní a přináší uspokojivé rozlišení s dostatečným hloubkovým dosahem až první stovky metrů.

Pro měření profilů byl zvolen rozstup elektrod po 4 m s aktivní délkou měřeného úseku 560 m. Elektrody byly uspořádány v systému Wenner-Schlumberger. Získaná data zdánlivého měrného odporu hornin byla zpracovávána řídicí jednotkou ARES od společnosti GF Instruments. Výsledky měření metodou ERT se zpracovávají v programu RES2DINV, jež získaná data zobrazuje

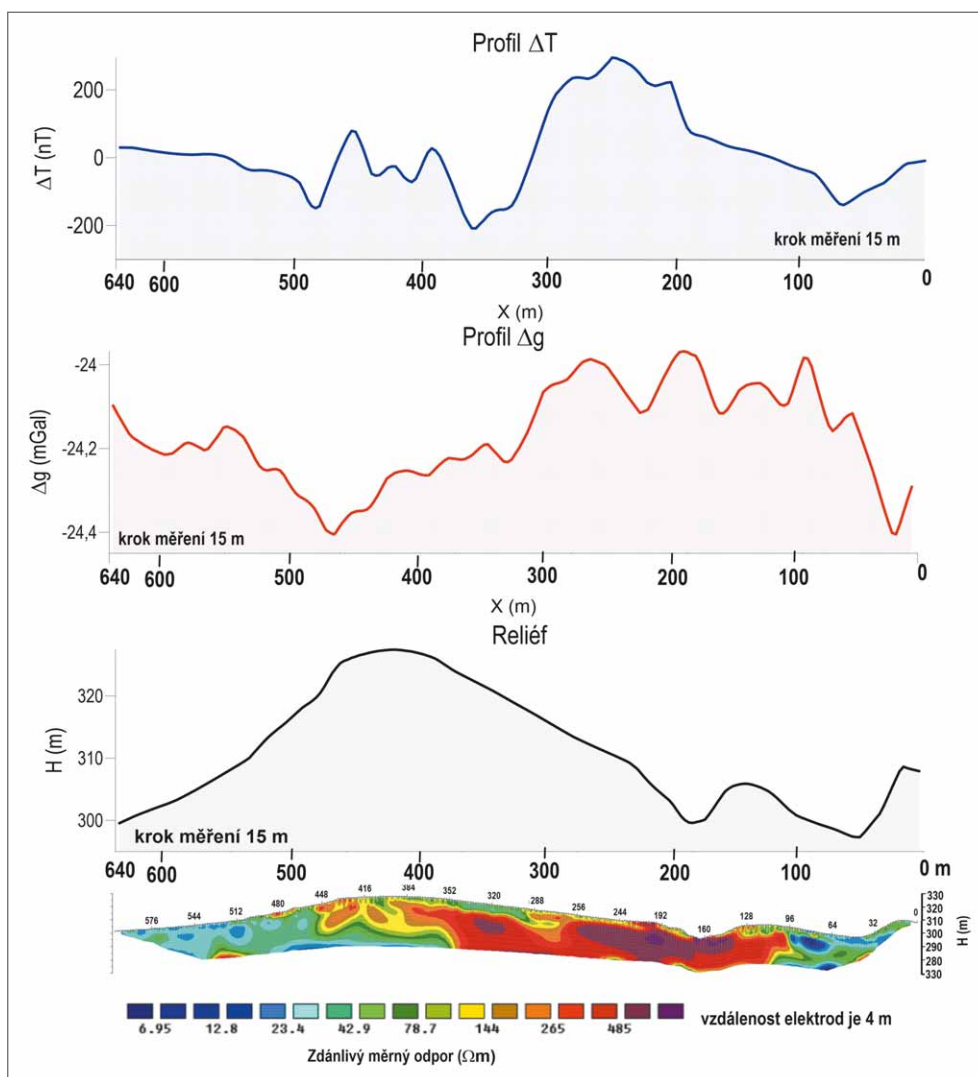
formou dvourozměrné tomografické inverze. Software RES2DINV jsme využili také pro úpravu metráží a výšek tak, by odporová data byla zobrazena se skutečným reliéfem terénu (obr. 3).

### Výsledky terénního měření a jejich diskuze

V tomto příspěvku prezentujeme jako ukázkou výsledky a data získaná z lokality Žermanice, která představuje nejlépe exponované a také nejvíce prozkoumané těleso těšínitů v zájmové oblasti.

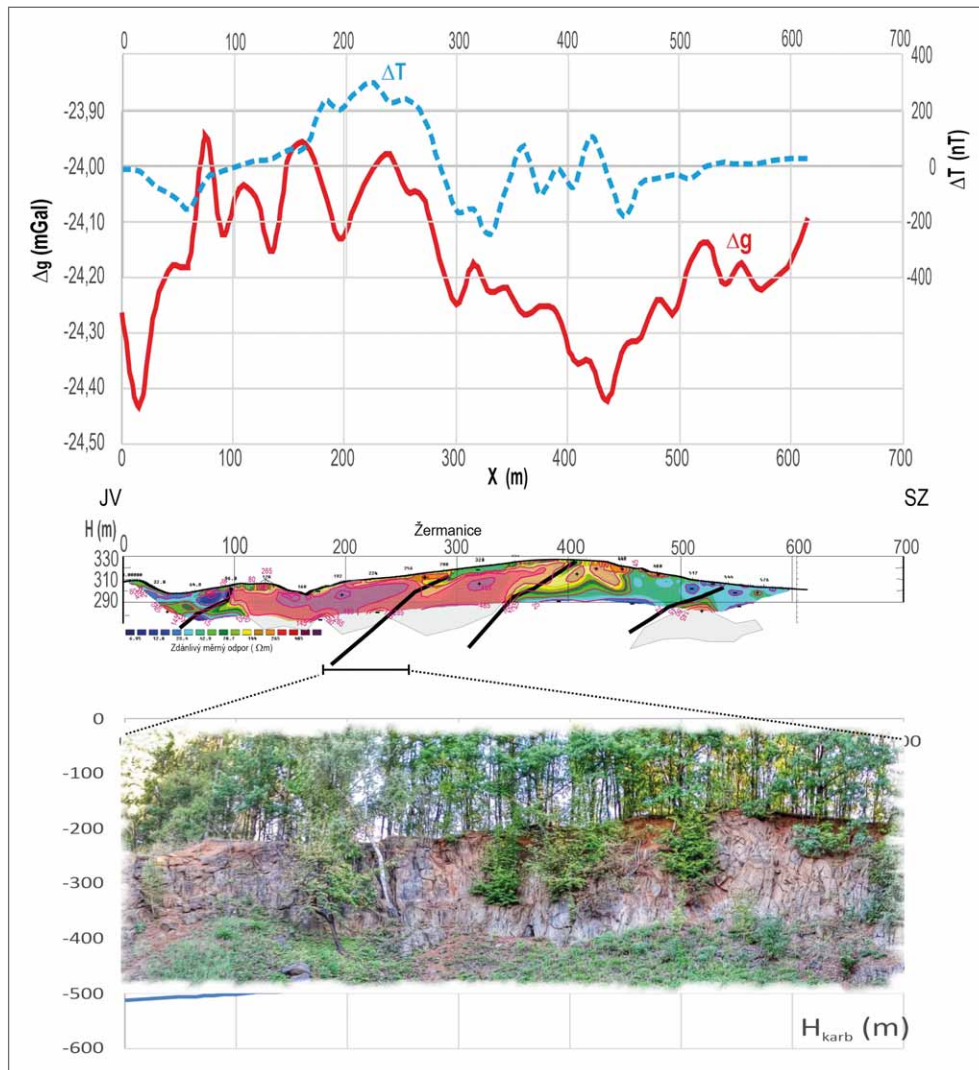
Při interpretaci jsme zaměřili na to poznat:

- geofyzikální projevy jednotlivých těles s odlišným petrografickým složením, přičemž jsme vycházeli z klasifikace dle Šmída (1976) – obr. 2, i když v současnosti některé popisy výchozů neodpovídají danému typu horniny (např. Buriánek a Bubík 2012),
- ověřit možnosti komplexu geofyzikálních metod při studiu strukturní pozice a identifikace jednotlivých těles; zvláště ověřit možnosti mapování těchto těles



Obr. 3: Výsledky geofyzikálních měření na profilu Žermanice. Nahoře je křivka magnetických anomálií  $\Delta T$ , pod ní je tíhová křivka  $\Delta g$ , následuje reliéf a dole jsou výsledky měření ERT.

Fig. 3: Results of geophysical measurements on the Žermanice profile. Top curve is the magnetic anomaly  $\Delta T$ , below it is the gravity curve  $\Delta g$ , followed by topographic relief and below are the results of ERT measurements.



Obr. 4: Výsledky měření na geofyzikálním profilu přes žermanický výchoz vystupujícího těšinitového komplexu hornin (TAH). Křivky v horní části obrázku zobrazují průběh účinků úplných Bouguerových anomálií (plná čára), a hodnoty magnetických anomálií  $\Delta T$  (přerušovaná čára). Ve spodní části je zobrazen izoohmický řez. Zvýšené odpory doplněné o šedé plochy, vymezují předpokládaný rozsah těšinitových těles. Silné černé linie představují interpretované zlomy. Fotografie zobrazuje odkryv v Žermanickém lomu, který se nachází ve střední části profilu.

Fig. 4: Results of measurements on the geophysical profile through the Žermanice outcrop of the teschenite rock complex (TAH). The curves at the top of the image show the effects of Complete Bouguer anomalies (solid line), and the values of magnetic anomalies  $\Delta T$  (dashed line). An isoohmic cross-section is shown at the bottom. Increased values of resistivity and supplied gray areas define the expected extent of the teschenite bodies. Heavy black line represent interpreted faults. The photo shows the outcrop in the Žermanice quarry, which is located in the middle part of the profile.

pomocí pozemní magnetometrie vzhledem k tomu, že v současnosti používaná geomagnetická mapa (MŽP – Geofond Praha, 2004), získaná z leteckých měření ve výškové úrovni 80 m, zobrazuje dost zkreslený obraz o povrchové distribuci TAH.

Geologický odkryv v Žermanickém lomu, který byl studován už v minulosti řadou geologických týmů (např. Matýšek et al. 2018; Hrouda et al. 2018), představuje jednu z dobře odkrytých typových lokalit (obr. 2, 3).

Lom vznikl a byl v provozu v 50. letech 20. století v době výstavby Žermanické přehrady. Na dobových snímcích (<https://www.ddomaslavice.cz/obec/historie/stavba-prehrady/>) je patrné, že byl založen v tělese těšinitů,

kde vytváří žilné těleso v rámci hradišského souvrství slezské jednotky. Těleso dosahuje na levém břehu Lučiny (obr. 2), na které je přehrada vybudovaná, mocnosti cca 20 m a je rozčleněno puklinami na mohutné kry, které se nestejně boří do podloží, tvořeného mělkými snadno zvětrávajícími jílovci až jílovitými břidlicemi. Na poruchových zónách je hornina rozložena na hlinitopísčitou hmotu.

Lokalita Žermanického lomu, podél kterého se realizoval geofyzikální profil, sloužila v minulosti jako typová lokalita ke geologickým výzkumům, především k petrografickým, geochemickým a paleomagnetickým analýzám (např. Matýšek et al. 2018; Jirásek et al. 2017; Hrouda et al. 2018).

Terénní geofyzikální měření nebylo možné z technických důvodů provést přímo v lomu při silnici podél skalního defilé, kde byly odebrány vzorky (komplikovaný výpočet topokorekce v gravimetrii,

kovová zábradlí a elektrické vodiče v magnetometrii). Pro měření byl proto vybrán 640 m dlouhý profil vedoucí paralelně se skalním defilé v lomu, ale posunutý o cca 50 m směrem k severu. Profil vede zalesněným terénem zakrytým kvartérním pokryvem, a pouze jeho JV část zasahuje do zástavby obce Soběšice. Nevýhodou je, že v takto zakrytém terénu nejsou přesně známy hranice jednotlivých změn horninových typů těšinitového komplexu, ale vzhledem k blízkosti odkryvu se určité korelace mohly provést.

Výsledky měření jsou na obrázku 3, jejich geogeo-geofyzikální interpretace na obrázku 4. Překvapující je minimální rozsah hodnot tíhových anomálií na profilu

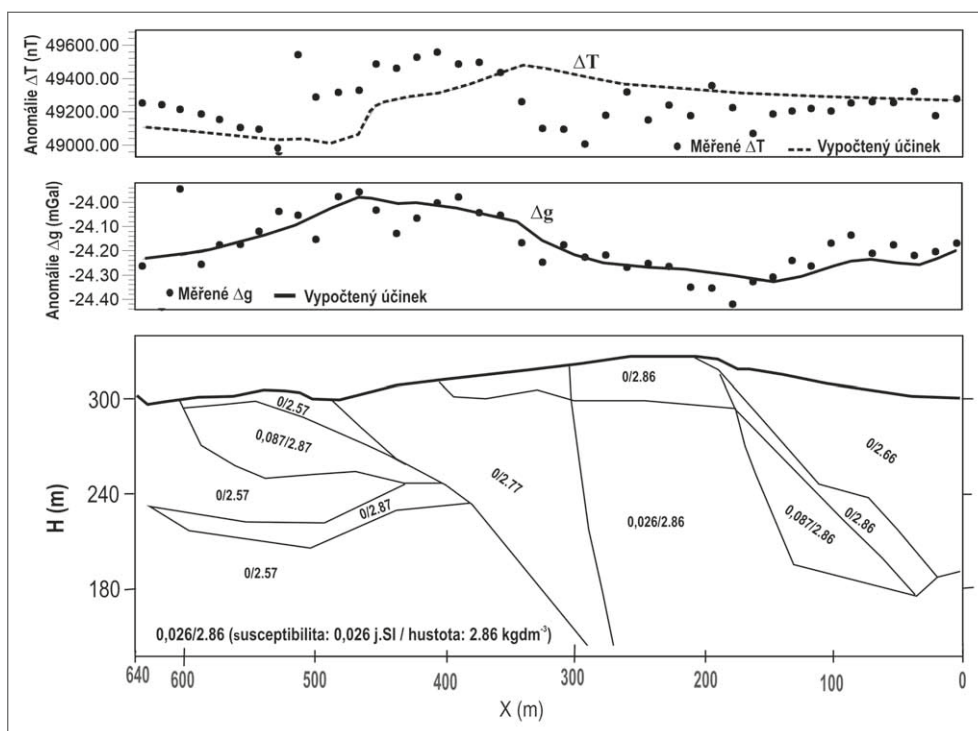


0,5 mGal vzhledem k hustotám těšinitů. Z korelace s magnetickou křivkou, kde je rozsah anomálního projevu mezi +250 až -200 nT, je možno usuzovat na plošně rozsáhlé těleso s téměř konstantní mocností, na mnoha místech porušené případně zvětralé, jehož magnetický projev je úměrný a odpovídá stupni přeměny horniny v daném místě. Tomu odpovídají i Matýsek et al. (2018) už dříve zjištěné susceptibilitě přímo v lomu. Všeobecně lze pozorovat vzájemnou shodu mezi vysokými odpory, zvýšeným tíhovým účinkem a intenzitou magnetické anomálie (obr. 4). Podle tíhových a magnetických dat lze usuzovat, že těleso těšinitů končí přibližně

na metrů 450 m, kde tíhová křivka dosahuje minima. Její postupné stoupání k SZ ukazuje na možnost přítomnosti dalšího menšího tělesa, které se však výrazně neprojevuje magnetickou anomálií, pouze zvýšenými odpory v ERT profilu. Pravděpodobně jde o vliv silného tektonického porušení původního tělesa, jeho „rozdrobení“ v důsledku jejich posledních gravitačních pohybů, které silně ovlivnily pozici slezské a podslezské jednotky v této oblasti.

Na metrů 300 m a cca 400 m interpretujeme zlomy, jejichž projev lze najít nejen v místech snížených měrných odporů, ale i v poklesu tíhové a magnetické křivky. Rozsah a mocnost kompaktních těles těšinitů, podle velikosti tíhových a magnetických anomálií, naznačují šedé plochy (obr. 4).

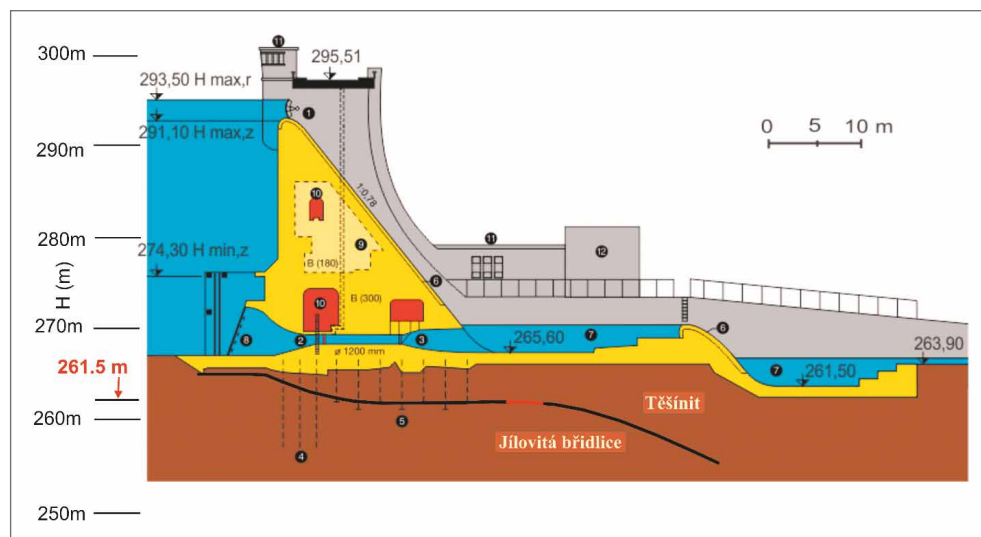
Pomocí řešení přímé úlohy (obr. 5), s pomocí známých fyzikálních vlastností hornin (tab. 2) a strukturních geofyzikálních dat získaných z ERT, jsme provedli řešení přímé úlohy, abychom verifikovali účinky předpokládaných těles těšinitů. Výsledný model ukázal a ověřil realitu modelu i předpokládanou mocnost těšinitového tělesa v dané lokalitě. Jistá diskrepance se objevuje cca na metrů 400 m, kde bylo zjištěno těleso o větší susceptibilitě, což by mohlo svědčit o určité proměnlivosti typů hornin. Hustotní model a tomu odpovídající shoda vypočtené a naměřené křivky ukazuje na možnou větší mocnost tělesa v této části profilu.



Obr. 5: Ověření výsledků měření na profilu Žermanice bylo provedeno řešením přímé gravimetrické a magnetické úlohy na přiloženém modelu. K výpočtu byly využity údaje o hustotách a susceptibilitách uvedených v tabulce 2. Předběžné výsledky ukazují na velkou proměnlivost susceptibilit a hustot jednotlivých částí tělesa, což potvrzuje dřívější měření prováděná kapametrem (Matýsek et al. 2018).  
Fig. 5: The verification of the measurement results on the Žermanice profile was carried out by solving a direct gravimetric and magnetic task on the attached model. The data on densities and susceptibilities listed in Table 2 were used for the calculation. Preliminary results show that there is great variability in the susceptibilities and densities of individual parts of the body, which confirms earlier measurements performed with a kapameter (Matýsek et al. 2018).

Pro verifikaci interpretovaného a modelovaného profilu jsme našli další kritérium. Srovnáme-li interpretovaný profil s inženýrsko-geologickým řezem přes hrází těleso Žermanické přehrady (obr. 2 a 6; <https://www.pod.cz/stranka/zermanice.html>), vidíme velmi dobrou shodu zjištěné mocnosti tělesa těšinitů z geofyzikálních měření (cca 40 m) se skutečnou mocností těšinitového tělesa cca 30 m (rozhraní těšinitů – jílovitá břidlice je v hloubce +261,5 m). Vezmeme-li do úvahy zjištěné mocnosti na levém břehu hráze a řeky Lučiny, kde se dá z dobových fotografií odhadnout mocnost tělesa na 20–25 m, lze odvodit další předběžný závěr a to, že těleso se sklání a zmenšuje svou mocnost směrem k Z.

Z hlediska plošného se jeví, že nejde o kompaktní těleso těšinitů, jak je uvedeno v geologických mapách, ale je zlomy rozčleněno na systém dílčích bloků, které končí na SZ straně na metrů cca 480 m a na JV na staničení 50 m. Tomu odpovídá tvar magnetické anomálie, jejíž intenzita je nejvyšší v prostoru opuštěného lomu (obr. 4). Nejasné je zda můžeme považovat lokální tíhovou anomálii, doprovázenou zvýšenými zdánlivými měrnými odpory na metrů 510 m za projev další části těšinitového tělesa. Projev magnetické anomálie zde chybí, ale vzhledem k rozsahu, hloubce a tektonickému postihu tělesa nelze tuto variantu vyloučit. Dá se ukázat, že podobné projevy jsou známé i z dalších lokalit, které se v posledním období



Obr. 6: Příčný řez hrází Žermanické přehrady (<https://www.pod.cz/stranka/zermanice.html>) ukazující inženýrsko-geologické poměry v základech hráze. Vrty doložený styk těšínský a břidlic byl zjištěn v hloubce +261,5 m což je v souladu se zjištěnou mocností těšínský na profilu ERT (obr. 4).

Fig. 6: Cross-section of the Žermanická dam documents the engineering-geological conditions in the foundations of the dam (<https://www.pod.cz/stranka/zermanice.html>). The wells-documented contact of the teschenite and shale were found at a depth of +261.5 m, which is in accordance with the determined thickness on the ERT profile (Fig. 4).

proměřily, kde jednotlivé bloky se odsunuly od hlavní části tělesa, pravděpodobně už jen v důsledku nejmladších terciérních gravitačních pohybů.

### Závěr

Získané výsledky poskytují velmi dobré údaje k přesnějšímu vymezení průběhu tělesa těšínský v zakrytém terénu v okolí Žermanic. Tímto způsobem by bylo možné i zpřesňovat jejich pozici v geologických mapách. Neboť jak jsme zjistili, těšínský jsou často rozdílně zakresleny v geologických mapách různých měřítek. Zvolená metodika geofyzikálních prací, založená na kombinaci metod magnetometrie, ERT a gravimetrie, se ukázala

účely bude třeba i zpřesnit detailní strukturně tektonické podmínky v blízkosti zpracovávaných lokalit tak, aby se dal prokázat a odlišit nejmladší gravitační postih lokality od původních vrásovo-příkrovových deformací slezského příkrovu.

### Poděkování

Výzkum se uskutečnil v rámci projektu financovaného Studentskou grantovou soutěží VŠB – TU v Ostravě. Autoři děkují Martinu Kašingovi a Petru Jirmanovi za pomoc při realizaci terénních prací a Miroslavu Bubíkovi za cenné připomínky, které pomohly zlepšit kvalitu rukopisu.

jako vhodná jak ekonomicky, tak i z časového hlediska pro strukturně-tektonické mapování TAH.

Výsledky mohou být využity při budoucím regionálním magnetickém a doplňkovém geoelektrickém (ERT, DEMP) mapování. Další variantou průzkumu TAH, vzhledem k jejich velké geochemické proměnlivosti, bude detailní plošné měření susceptibility. Tak by se mohlo podařit najít kritéria pro rozlišení jednotlivých typů TAH a následně provést jejich korelaci v prostoru. Pro tyto

**Literatura**

- Buriánek, D., Skácelová, Z. (2007). The consequence magnetic susceptibility for geological mapping of the teschenite association on the map sheet 1 : 25 000 Starý Jičín (25-124), *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku* v r. 2006, 62–65.
- Buriánek, D., Bubík, M. (2012). Horniny těšínitové asociace v okolí Valašského Meziříčí. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 97, 1, 105–127.
- Doležal, J. et al. (1973). Reinterpretace geofyzikálních materiálů v čelní hlubině a flyšovém pásmu Karpat – úsek sever; I, etapa jižní hornoslezské pánve. – MS, *Archív Geofyzika* s, p, Brno, 147s.
- Doležal, J., Cipryš, V., Kadlecík, J., Hašek, V., Filková, V. (1977). Reinterpretace a souborné zpracování geofyzikálních materiálů v karpatské předhlubni a flyšovém pásmu Karpat – úsek střed. – MS, *Archív Geofyzika* s, p, Brno, 162 s.
- Eliáš, M., Skupien, P., Vašíček, Z. (2003). Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (vnější Západní Karpaty). *Sborník věd. prací VŠB-TU, Ř. horn.-geol. Ostrava. VŠB – Technická univerzita Ostrava*, 49(8), 7–13. ISBN 80-7078-402-6.
- Gnojek, I., Dědáček, K. (1980). *Technická zpráva o leteckém geofyzikálním průzkumu oblasti Jeseníků*. Manuskript, Geofyzika – Brno.
- Gnojek, I. (2004). Geologická interpretace anomálií geomagnetického pole sv. Moravy a Slezska. – *Acta Musei Moraviae, Sci. geol.*, 89, 173–188.
- Hanák, J., Ondra, P. (2001). *Petrofyzikální registr Geofyzikální databanky, stav k r. 2001*. – Geofyzika, Brno.
- Hrouda, F., Buriánek, D., Krejčí, O. (2018). Magnetic fabric of teschenite-picrite volcanics and their structural relationship to the host Silesian Thrust Sheet. – In: Šujan, M., Csibri, T., Kiss, P., Rybár, S. (eds). *Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians. 11th ESSEWECA Conference, Abstract Book, 29<sup>th</sup>–30<sup>th</sup> November 2018*, Bratislava, Slovakia.
- Kadlecík, J., Doležal, J., Čekan, V., Uhmman, J., Filková, V. (1983). *Souhrnné zpracování geofyzikálních dat z karpatské předhlubně a flyšových pásem Západních Karpat*. – Manuskript, Geofyzika Brno a. s.
- Marušiak, I., Zahorec, P., Papčo, J., Pašteka, R., Mikuška, J. (2016). *TopoSK – program for terrain corrections calculation – Program guide*. September 2016, Bratislava, 10 p.
- Matýšek, D., Jirásek, J., Skupien, P., Thomson, S. N. (2018). The Žermanice sill. new insights into the mineralogy, petrology, age, and origin of the teschenite association rocks in the Western Carpathians, Czech Republic. – *International Journal of Earth Sciences*, October 2018, Volume 107, Issue 7, 2553–2574
- Menčík, E. et al. (1983). *Geologie Moravskoslezských Beskyd a podbeskydské pahorkatiny*. – Ústřední ústav geologický v Akademii (nakladatelství Československé akademie věd) Praha, 307 s. [cit. 2021-12-29].
- Sedlák, J. (1999). *Projekt geologických prací s mezinárodní spoluprací – Strukturně-geologická stavba Západních Karpat a jejich podloží na základě geofyzikálních dat v příhraničních oblastech s Polskem a Slovenskem*. – MŽP ČR, Praha.
- Šalanský, K., Manová, M., Orel, P., Marek, F. (1968). *Zpráva o leteckém geofyzikálním měření v roce 1963–65., VII. Severní Morava* (MS ÚGF Brno, pracoviště Praha, 112 s.
- Schuchová K., Dolníček Z. (2013). Vnitřní zonálnost těles vyvřelých hornin těšínitové asociace ve Slezské jednotce, petrofyzikální doklad. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 1, 92–95.
- Šmíd B. (1978). *Výzkum vyvřelých hornin těšínitové asociace*. – Rigorózní práce, PřF UK Praha, 153 s + mapové přílohy.
- Šutor A., Chlpoš, P. (1967). *Geomagnetický průzkum v oblasti vnějšího a magurského flyše*. MS, ÚGF Brno za rok 1966, 76 s.
- Uhmman, J. (1973). *Fyzikální vlastnosti hornin neogenní předhlubně a flyšových pásem vnějších Západních Karpat*. – MS, ÚGF Brno, 78 s.

# Půdní vývoj v nivě řeky Dyje v předpolí hradby hradiska Pohansko u Břeclavi

Soil development on the floodplain of the river Thaya in the foreland of the Pohansko stronghold near Břeclav

Katarína Adameková<sup>1</sup> ✉, Jan Petřík<sup>1</sup>, Pavel Dlapa<sup>2</sup>, Michaela Prišťáková<sup>3</sup>, Slavomír Nehyba<sup>1</sup>, Petr Dresler<sup>3</sup>, Andrej Hrabovský<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Katedra pedologie, PrF UK, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava, Slovenská republika

<sup>3</sup> Ústav archeologie a muzeologie, FF MU, Arne Nováka 1, 602 00 Brno, Česká republika

## Key words:

Holocene dynamics, floodplain, palaeosols, fluvial sediments, soil formation processes

✉ katu.adamekova@mail.muni.cz

## Editorka:

Pavla Tomanová Petrová

## Abstract

*This work provides comprehensive information on soil development on the floodplain of the river Thaya in the area of the foreland of the Early Mediaeval agglomeration of Pohansko near Břeclav. We evaluated the basic properties of late Holocene soils and their genesis, assessed the influence of humans and identified particular soil-forming processes based on a combination of selected physical (grain-size distribution, magnetic susceptibility), chemical (Fe, Mn, P, Ca, soil pH) and biochemical analyses (total organic carbon and soil organic matter) as well as micromorphological observations. Our research revealed three autochthonous soils: two buried soils and one recent soil. All the soils were identified as Gleyic Fluvisols developed from overbank deposits and affected by intensive oxidation-reduction processes. The A horizons of the soils evolved by the formation and accumulation of humus. The upper buried Fluvisol certainly evolved during the 9th and 10th centuries (presence of Great Moravian sherds). However, its pedogenesis possibly started much earlier and ended later. Despite the presence of macroscopic evidence of human activities in this soil, there is no evidence of any anthropic influence on soil formation processes. The basal buried Fluvisol developed even before the Great Moravian settlement. Nevertheless, due to a lack of dating, the exact age of this soil cannot be determined at this stage of our study. Future research focused on dating will advance our understanding of the Holocene dynamic and development of the palaeoenvironment.*

## Doporučená citace článku:

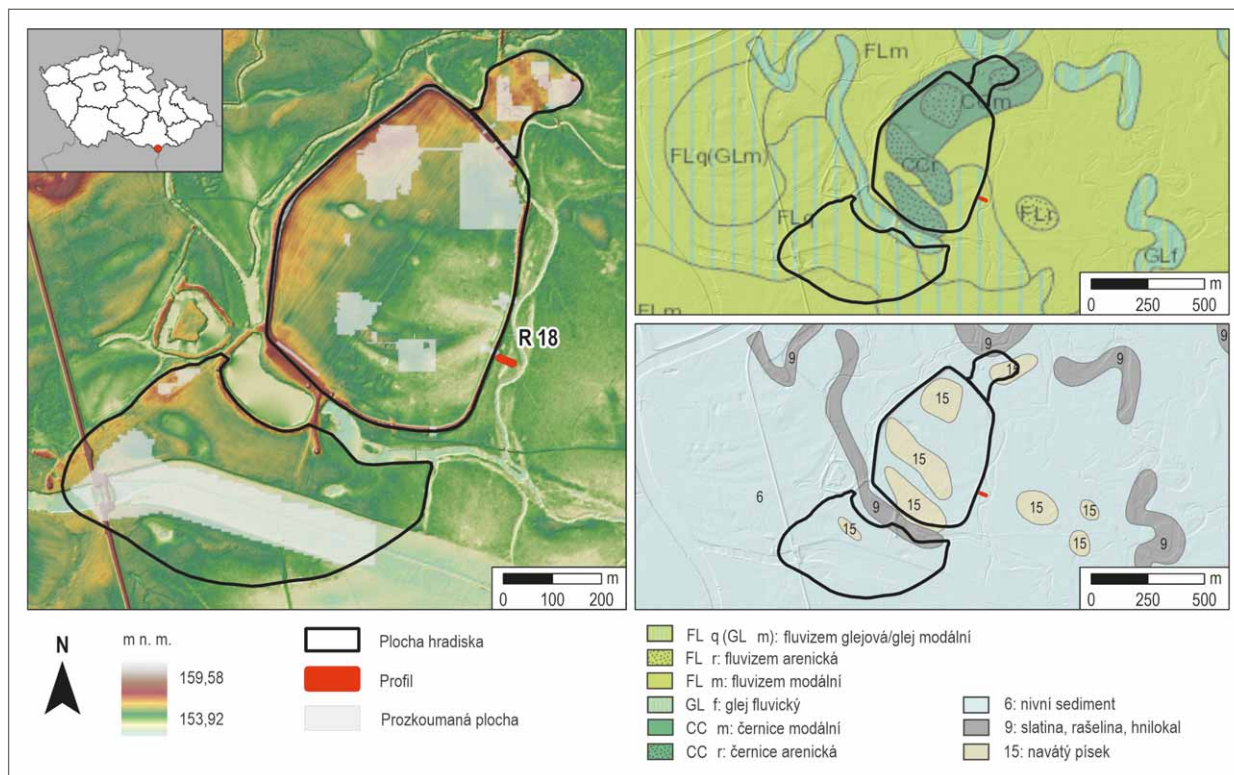
Adameková, K., Petřík, J., Dlapa, P., Prišťáková, M., Nehyba, S., Dresler, P., Hrabovský, A. (2022). Půdní vývoj v nivě řeky Dyje v předpolí hradby hradiska Pohansko u Břeclavi. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Šlezsku*, 29, 1–2, 78–85.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-33071>

## Úvod

Informace o holocenních geosystémech v lokálním měřítku lze získat studiem pedosedimentárních archivů v nivách. Nivy meandrujících nebo anastomozujících řek jsou tvořeny převážně fluviálními a koluviálními sedimenty, na jejichž povrchu docházelo v obdobích klimaticky relativně stabilních, tj. s nižší nebo žádnou povodňovou aktivitou, k vývoji půd (Retallack 1986; Krause 1987). Pokud došlo k jejich překrytí následující povodňovou aktivitou nebo svahovými pochody, tak zůstaly tyto půdy zakonzervované ve formě tzv. paleopůd anebo pohřbených půd (Yaalon 1971; Catt 1998; Smolíková 1982; Němeček et al. 1990).

Vývoj paleopůd v nivě je spojován s teplými a suchými obdobími, zatímco stádia akumulace sedimentů a eroze spadají do teplých a vlhkých nebo studených a vlhkých fází (např. Sycheva et al. 2003). Sledování klimatických cyklů na základě studia a korelace paleopůd je komplikované z důvodu variability faktorů půdotvorného procesu, včetně ovlivnění člověkem, které v holocénu postupně narůstá (Kalicki et al. 2008; Kadlec et al. 2009). Stratigrafie holocenních sedimentárních profilů se proto může značně lišit i v rámci malé údolní



Obr. 1: Mapa reliéfu velkomoravského centra Pohansko u Břeclavi s polohou řezu R 18 v prostoru v. předpolí, výřez půdní (dostupné na: <https://mapy.geology.cz/pudy/>) a geologické mapy 1: 50 000 (dostupné na: <https://mapy.geology.cz/geocr50/>) zájmové oblasti. Fig. 1: Map of the relief of the Great Moravian centre of Pohansko near Břeclav, indicating the position of section R 18 in the area of the eastern foreland, soil (available: <https://mapy.geology.cz/pudy/>) and geological map (1: 50 000, available: <https://mapy.geology.cz/geocr50/>) of the area of interest.

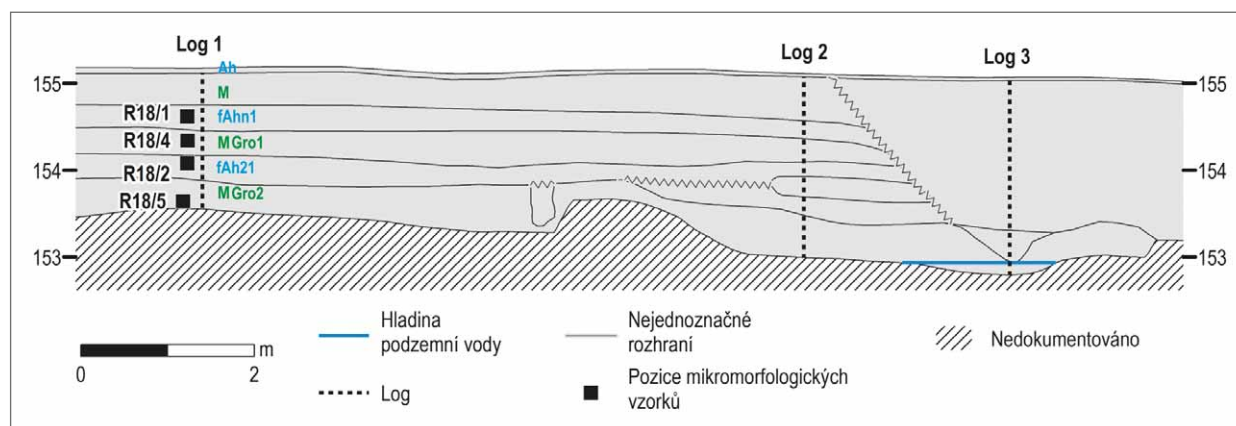
nivy (např. Petřík et al. 2015). Rozklíčování paleopedologického záznamu nám může umožnit rekonstrukce lokálních či regionálních klimatických změn v minulosti (Retallack 1983). Kromě toho může analýza paleopůd poskytnout pohled na to, jak se krajina vyvíjela v průběhu času (Krause, Aslan 1999) a jak byl tento vývoj ovlivněn činností člověka (Brown 1997).

Paleopedologickým výzkumem na archeologické lokalitě Pohansko u Břeclavi a v jejím bezprostředním okolí bylo v minulosti zachyceno několik pohřbených (subfosilních) půd. Nejstarší pohřbené půdy byly zachyceny v písčitéch vyvýšeninách (tzv. hrúdách). Přímo na lokalitě byla v písčích na sv. předhradí odkryta slabě vyvinutá půda interpretovaná jako paračernozem (arenická černozem) v iniciálním stádiu (Macháček et al. 2007). Na Barvínkově hrúdu, který je vzdálen 2,75 km jv. od archeologické lokality, byla v písčích odkryta pohřbená půda interpretovaná jako tzv. subfosilní polygenetická pseudočernozem (Adamková, Havlíček 2002; Havlíček, Smolíková 2002). V prostoru v. předpolí hradiska (obr. 1) byly při výzkumu konstrukce valu (řez R 18) v letech 2005–2006 zachyceny dvě pohřbené semiterestrické glejové půdy v povodňových sedimentech (Macháček et al. 2007). Kromě mikromorfologického zhodnocení mladší pohřbené půdy časově ztotožněné s velkomoravským osídlením hradiska (9.–10. století) nebyly půdy a sedimenty v tomto řezu studovány detailně.

Tento příspěvek navazuje na výzkum řezu R 18 (Macháček et al. 2007). Cílem tohoto výzkumu je za pomoci vybraných metod vyhodnotit základní vlastnosti pozdně holocenních půd a jejich geneze, včetně posouzení vlivu člověka na jejich vývoj v prostoru v. předpolí velkomoravského hradiska Pohansko u Břeclavi. Dílčí půdní procesy budou identifikovány pomocí půdní mikromorfologie. Studium je také doplněno o podrobné geochemické a fyzikální analýzy půd a sedimentů.

### Popis lokality

Archeologická lokalita Pohansko se nachází přibližně 2 km jv. směrem od města Břeclav nedaleko hranic se Slovenskem a Rakouskem (obr. 1). V raném středověku představovala významné velkomoravské centrum, které se rozprostíralo na území cca 50–60 ha (Macháček 2005). Pohansko se nachází v údolní nivě řeky Dyje cca 12 km s. od soutoku s řekou Moravou. Nadmořská výška se zde pohybuje od 155 do 157 m (Macháček, Golán 2004). Z geomorfologického hlediska je Pohansko součástí podcelku Dyjsko-moravská niva, který patří do Dolnomoravského úvalu (Demek, Balatka 1987). Z geologického hlediska je sedimentární výplň studované oblasti tvořena neogenními uloženinami vídeňské pánve a rozsáhlým kvartérním pokryvem (Havlíček 2001, 2004; Havlíček et al. 2016). Ve studované oblasti jsou dnes rozšířeny převážně jílovitohlinité půdy. Nejrozšířenější půdní typy jsou fluvizemě, černice, černozemě a gleje. Lokálně se také



Obr. 2: Schematické znázornění řezu R 18 s vyznačenými polohami třech logů (v práci popisovány předběžné výsledky hlavního Logu 1), rozhraními horizontů/vrstev a pozicemi mikromorfologických vzorků.

Fig. 2: Schematic drawing of section R 18 with marked positions of three logs (preliminary results of the main Log 1 are presented), the interface between the horizons/layers and the position of micromorphological samples.

objevují regozem a kambizemě, které jsou vázány na výskyt písčitých vyvýšenin (<https://mapy.geology.cz/pudy/>).

### Materiál a metodika

Řez s označením R 18 byl znovu vyhlouben na v. předpolí hradiska Pohansko u Břeclavi ve vnějším prostoru jejího fortifikačního systému (obr. 1). Řez byl popsán a ověřován ve třech dokumentačních bodech (Log 1 až Log 3), ze kterých jsou v této práci popsány předběžné výsledky hlavního Logu 1 (obr. 2). Z Logu 1 bylo odebráno sedmáct vzorků v pravidelných 10 cm intervalech.

Zrnitost byla analyzována na granulometru Better-size S3 Plus, který kombinuje laserové a optické metody. Vzorky byly dispergovány hexametfosforečnanem sodným. Organická složka byla odstraněna oxidací peroxidem vodíku. Získaná data byla rozdělena do zrnitostních tříd: jíl (do 0,002 mm), prach (0,002–0,500 mm) a písek (0,5–2,0 mm) a zpracována v programu R do klasifikačního systému USDA (Moeys 2018).

Hmotnostně specifická magnetická susceptibilita ( $\chi$ ) byla měřena na přístroji Kappabridge MFK1-FA od firmy Agico a byla vyjádřena v jednotkách  $\text{m}^3/\text{kg}$ . Měření proběhlo na dvou frekvencích: nízké ( $\chi_{f1} = 967 \text{ Hz}$ ) a vysoké ( $\chi_{f3} = 15\,616 \text{ Hz}$ ) při amplitudě střídavého pole 200 A/m. Tyto frekvence byly použity pro výpočet frekvenčně závislé magnetické susceptibility ( $\chi_{fd}$ ). Ta byla vypočtena na základě rovnice:  $\chi_{fd} = (\chi_{f1} - \chi_{f3}) / (\chi_{f1}) \times 100$  (Dearing et al. 1996) a byla vyjádřena v procentech (%).

Vzorky odebrané pro chemickou analýzu byly vysušeny a následně rozemlety na prášek v achátovém planetárním mlýnu RETSCH PM 100. Navážka 0,8 g byla slisována do kyvet s prolenovou fólií. Takto připravené vzorky byly analyzovány prostřednictvím energiově disperzního fluorescenčního spektrometru (ED-XRF) Rigaku NexCG.

Koncentrace fosforu byla stanovena fotospektrometricky. Vzorky (2 g) se s 10 ml kyseliny dusičné ( $\text{HNO}_3$ ) přivedli k varu v 200 ml baňce. Objem byl po převaření doplněn destilovanou vodou až po rysku a roztok byl filtrován. Potom se z něj odebralo do kádinky 50 ml

a nechala se odpařit do sucha. Do kádinky bylo přidáno 5 ml koncentrované  $\text{HNO}_3$ . Takto připravený roztok byl zabarven do žluta přidáním směsi molybdenanu amonného a vanadičnanu amonného. Intenzita žlutého zabarvení byla měřena fotometrem při vlnové délce 410 nm.

Aktivní půdní reakce byla stanovena ve vodní suspenzi s destilovanou vodou při poměru půda : voda 1 : 10. K měření půdní reakce (pH) byl použit přístroj Metrohm 914 pH/Conductometer s kombinovanou skleněnou elektrodou. Obsah organického uhlíku (Corg) byl stanoven Walkley-Blackovou metodou (FAO 2020), při které byl organický uhlík oxidován dvojchromanem draselným v prostředí kyseliny sírové.

Celkový obsah organické hmoty (humusu, SOM) v půdě byl vypočten vynásobením hodnoty Corg konstantou 1,724 (Welteho koeficient). Corg, SOM a pH byly popsány a vyhodnoceny podle Čurlíka a Šuriny (1998).

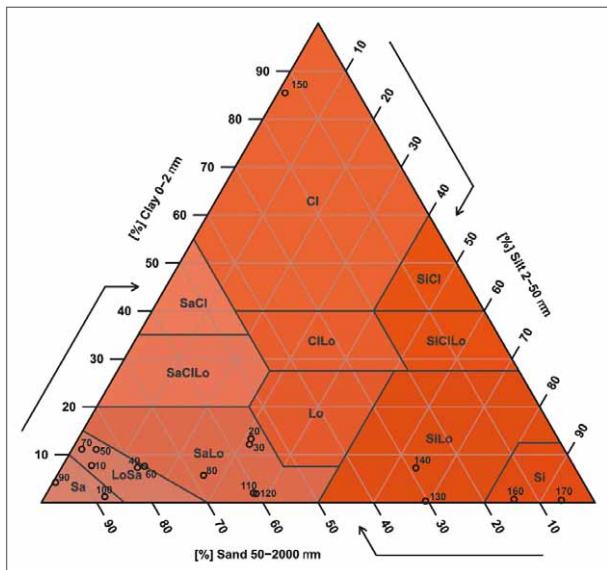
Barva půdních horizontů byla stanovena v terénu (za vlhka) podle Munsellova systému (Munsell Color 2009). V laboratorních podmínkách byla sledována přítomnost skvrn.

Čtyři půdní výbrusy byly studovány pod polarizačním mikroskopem OLYMPUS CX41 při zvětšení  $4\times-40\times$  a naskenovány skenerem EPSON při rozlišení 3 200 dpi. Při popisování vzorků se postupovalo podle standardní metodické příručky (Bullock et al. 1985; Stoops 2003).

### Výsledky

#### Makroskopický popis půdního profilu

Ve studovaném řezu R 18 (obr. 2) bylo vyčleněno 6 půdních horizontů. Na bázi byl v hloubce 170–140 cm vyčleněn MGro2 horizont olivově hnědé až tmavě šedo-hnědé (2,5YR 4/3 až 4/2) barvy. Nad ním byl v hloubce 140–115 cm identifikován velmi tmavě šedý až velmi tmavě šedohnědý (10YR 3/1 až 3/2) fAhn2 horizont. Dále byl v hloubce 115–85 cm vyčleněn MGro1 horizont, který měl tmavě šedohnědou (2,5YR 4/2) barvu. Následující fAhn1 horizont tmavě šedé až velmi tmavě šedé (10YR 4/1 až 3/1) barvy se nacházel v hloubce 85–55 cm. M horizont tmavě až velmi tmavě šedohnědé (10YR 4/2 až 3/2) barvy byl identifikován v hloubce 55–30 cm. Povrchový Ah horizont



Obr. 3: Vyhodnocení zrnitostních kategorií podle USDA klasifikace (Moeys 2018).  
 Fig. 3: Evaluation of grain-size distribution based on the USDA classification (Moeys 2018).

sahal do hloubky 30 cm a byl velmi tmavě šedohnědý (10YR 3/2). Skvrnitost se objevovala od báze až po 60 cm (MGro2, MGro1 a fAhn1 horizont), s výjimkou fAhn2 horizontu.

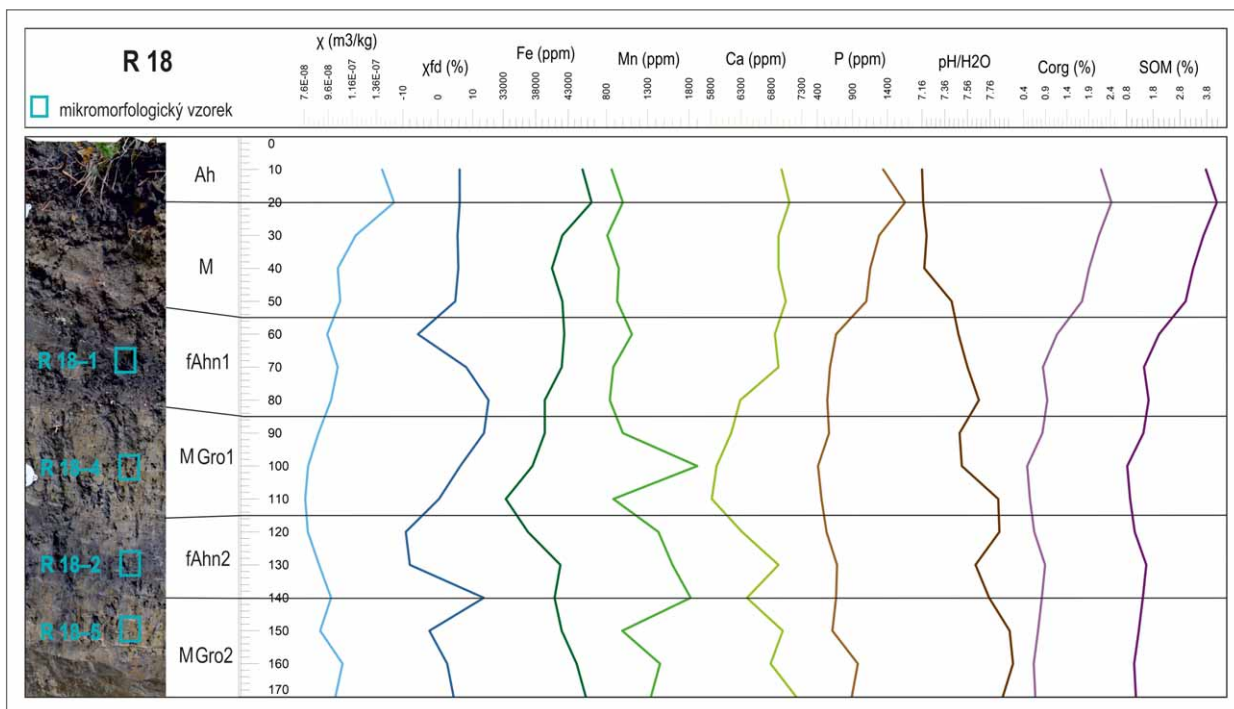
**Fyzikální a chemické vlastnosti půd**

V zrnitostní distribuci je viditelných několik trendů. MGro2 horizont je tvořený prachem až prachovitou hlínou (obr. 3). Výjimkou je jeden vzorek, ve kterém byl naměřený vysoký podíl jílu (85 %). Směrem do nadloží,

v fAhn2 horizontu, se množství prachu postupně snižuje na úkor písku, kterého přibývá. V MGro1 horizontu se zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí postupně mění z písčité hlíny až na písek. Písčítá frakce převyšuje prachovou a také se začíná zvyšovat množství jílu. Takový trend pokračuje až do nadloží v horizontech fAhn1, M a Ah, kde byl materiál klasifikovaný jako písčítá hlína až hlinitý písek.

Křivky  $\chi$  a  $\chi_{fd}$  nemají stejný trend (obr. 4). Křivka  $\chi$  má více méně stabilní hodnoty až do M horizontu, kde se prudce zvyšuje a vysoké hodnoty dosahuje také v Ah horizontu, kde byla v 20 cm naměřená nejvyšší hodnota. Křivka  $\chi_{fd}$  je rozkolísaná, přičemž maximální hodnoty dosahuje na přechodu z MGro2 do fAhn2 horizontu a také na přechodu z MGro1 do fAhn1 horizontu. Po nízké hodnotě v 60 cm jsou ve vrchní části sondy, v M a Ah horizontu, hodnoty zvýšené a trend se viditelně nemění.

Obsahy Fe se v sondě R 18 pohybují v intervalu od 33 400 do 46 600 ppm (tab. 1). V MGro2 horizontu byly zaznamenány vyšší hodnoty. Křivka Fe směrem do fAhn2 horizontu klesá a nejnižší hodnoty byly pozorovány v MGro1 horizontu v hloubce 110 cm (obr. 4). Následně křivka Fe postupně stoupá. V M horizontu opět trochu klesá a dosahuje maxima v Ah horizontu. Hodnoty Mn jsou poměrně rozkolísané a dosahují hodnoty od 812 po 1 900 ppm (tab. 1). Nejvyšší hodnoty dosahuje křivka Mn na rozhraní MGro2 do fAhn2 horizontu a v MGro1 horizontu. Obecně jsou hodnoty obsahu Mn nižší v fAhn1 horizontu a v M a Ah horizontech. Křivka Ca má velmi podobný trend jako křivka Fe (obr. 4). Naměřené hodnoty Ca se pohybují mezi 5 820 a 7 210 ppm (tab. 1). Hodnoty P dosahují v sondě R 18 408 až 1651 ppm. Všeobecně jsou



Obr. 4: Řez R 18, fotografie, označení půdních horizontů, vyznačená místa odběru mikromorfologických vzorků, křivky magnetické susceptibilita a jednotlivých chemických prvků, pH, celkový organický uhlík a půdní organická hmota.  
 Fig. 4: Section R 18, photograph with the indication of soil horizons, the positions of micromorphological samples, curves of magnetic susceptibility and of individual chemical elements, soil pH, total organic carbon and soil organic matter.

Tab. 1: Výsledky magnetické susceptibility, chemických analýz a obsahu organické hmoty.

Tab. 1: Results of analyses of magnetic susceptibility, chemical composition, soil organic matter and total organic carbon content.

Půdní horizont	Hloubka (cm)	$\chi$ (m <sup>3</sup> /kg)	$\chi_{fd}$ (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Ca (ppm)	P (ppm)	pH/H <sub>2</sub> O	Corg (%)	SOM (%)
Ah	10	0,00000014081	6,21	864	45 200	6 970	1 338	7,16	2,19	3,77
Ah	20	0,00000015057	6,24	1 000	46 600	7 100	1 651	7,17	2,42	4,18
M	30	0,00000011914	5,62	812	42 100	6 920	1 281	7,20	2,14	3,68
M	40	0,000000104	5,84	951	40 500	6 920	1 153	7,18	1,91	3,29
M	50	0,00000010563	4,98	932	42 100	7 040	1 099	7,42	1,75	3,01
fAhn1	60	0,00000009523	-5,70	1 110	42 400	6 860	666	7,48	1,17	2,02
fAhn1	70	0,00000010392	8,09	885	42 000	6 920	578	7,56	0,84	1,46
fAhn1	80	0,00000009844	14,48	842	39 400	6 290	540	7,66	0,94	1,63
MGro1	90	0,000000087916	13,17	1 000	39 400	6 140	565	7,49	0,83	1,43
MGro1	100	0,000000079247	6,40	1 900	37 500	5 900	408	7,51	0,48	0,83
MGro1	110	0,000000076837	0,32	886	33 400	5 820	458	7,83	0,54	0,94
fAhn2	120	0,000000079006	-9,17	1 430	36 800	6 320	529	7,84	0,64	1,11
fAhn2	130	0,000000088384	-8,01	1 600	41 800	6 920	680	7,63	0,89	1,54
fAhn2	140	0,000000098404	13,13	1 820	40 900	6 400	666	7,75	0,82	1,41
MGro2	150	0,000000089314	-2,42	993	42 000	6 990	613	7,93	0,73	1,26
MGro2	160	0,0000001075	2,67	1 450	44 300	6 790	977	7,96	0,63	1,09
MGro2	170	0,00000010154	4,49	1 340	45 700	7 210	891	7,87	0,67	1,15

obsahy Ca nižší v horizontech MGro2, fAhn2, MGro1 a fAhn1. Prudce se zvyšují v C horizontu s maximální hodnotou na hranici s Ah horizontem.

Hodnoty půdní reakce (pH) se v sondě R 18 pohybují v rozmezí od 7,2 do 8,0. Tyto hodnoty odpovídají neutrální až středně alkalické půdní reakci (tab. 1, obr. 4). Nejvyšší hodnoty byly naměřeny v MGro2 horizontu, který je středně alkalický. V horizontech fAhn2, MGro1 a fAhn1 je pH slabě alkalické s nižšími hodnotami v horizontech fAhn2 a MGro1. Neutrální půdní reakce byla naměřena v horizontech M a Ah.

Obsahy organického uhlíku (Corg) se pohybují v intervalu 0,5 až 2,4%. Obsahy je proto možné hodnotit jako velmi nízké až vysoké (tab. 1, obr. 4). V horizontech MGro2 a fAhn2 byly naměřeny nízké obsahy organického uhlíku s trochu vyššími hodnotami v fAhn2 horizontu. V MGro1 horizontu byly obsahy velmi nízké a v fAhn1 horizontu nízké. V M horizontu se hodnoty postupně zvyšují na střední obsah Corg a od 40 cm dosahují obsahy vysokých hodnot. Nejvyšší hodnota byla naměřena v Ah horizontu. Celkové obsahy organické hmoty (SOM) se v sondě R 18 pohybují od 0,8 do 3,8%, co odpovídá slabě až silně humózní půdě. Křivka kopíruje trend křivky Corg.

#### Půdní mikromorfologie

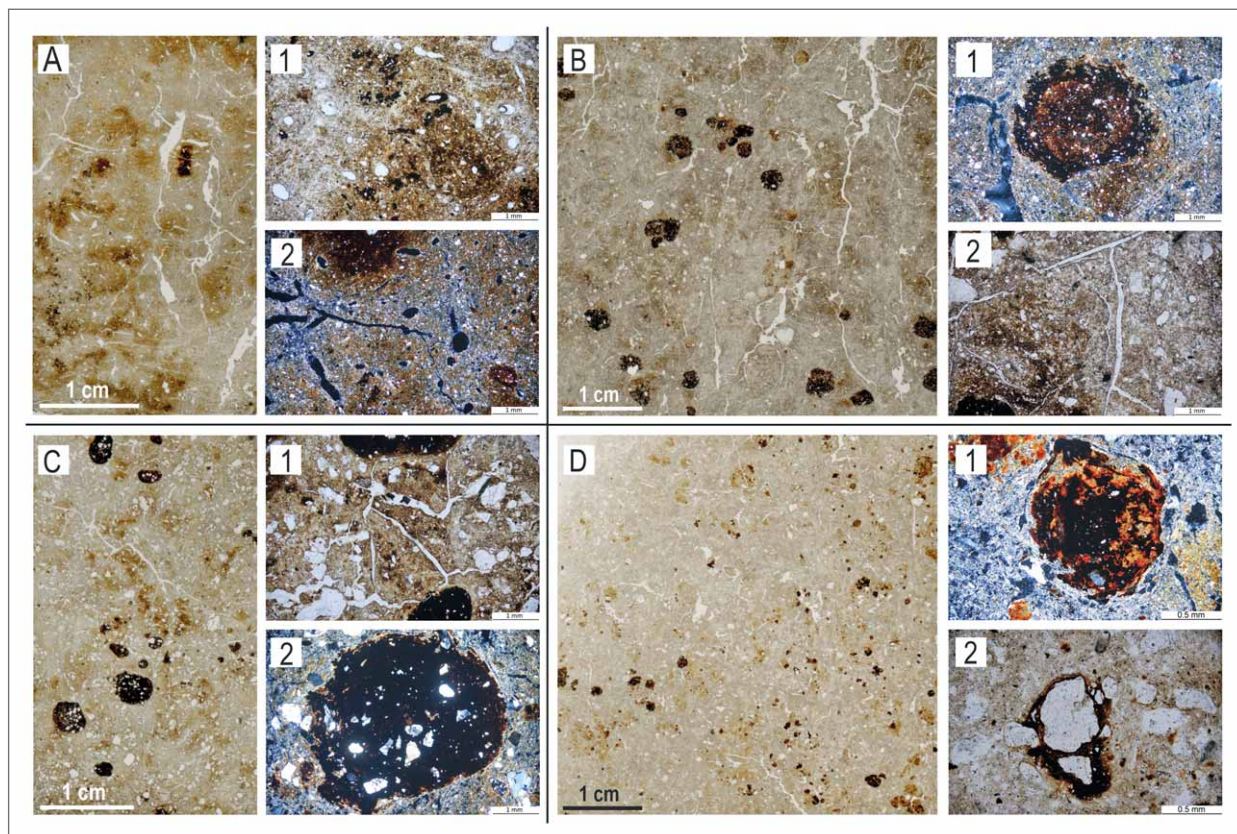
Mikromorfologický vzorek R 18–5 byl odebrán z MGro2 horizontu z hloubky 140–147 cm (obr. 4). Převládá v něm poměrně dobře vytřídění prach světle hnědé barvy. Mikrostruktura je místy kanálkovitá a místy subangulárně polyedrická s převahou plošných a kanálkovitých pórů (obr. 5A). V hrubé frakci převládá zaoblený až polozaoblený křemen, živec, plagioklas a slídy. Mikroskladba zhášení je striální, tzn. vyznačuje se přednostní orientací jílových minerálů s lokálním výskytem granostriální (orientace paralelní s povrchem zrn minerálů) a zkříženě striální mikroskladby (dvě skupiny paralelních pruhů). Uhlíky nejsou přítomné. Horizont obsahuje poměrně málo organické hmoty (do 2 %).

Sporadicky se objevují karbonátové nodule. Fe/Mn nodule jsou přítomny ojediněle. Železo je koncentrováno hlavně v obohacených zónách základní hmoty. Novotvary odnosu (zóny ochuzené o Fe/Mn hydroxidy a oxidy) jsou v tomto horizontu nejvýraznější (obr. 5A).

Mikromorfologický vzorek R 18–2 byl odebrán z fAhn2 horizontu z hloubky 123–130 cm (obr. 4). Je tvořen poměrně dobře vytříděným písčitém prachem hnědé barvy. Minerální složení je stejné jako v předchozím vzorku. Na základě převažujících plošných a kanálkovitých pórů (ojediněle dutinkovitých) je mikrostruktura popsána jako typická polyedrická, místy kanálkovitá (obr. 5B). Mikroskladba zhášení je striální, lokálně je vyvinutá také granostriální a monostriální (jílové minerály vytváří izolované nezávislé pruhy) mikroskladba. Vzorek neobsahuje velké množství organické hmoty (do 5 %), ojediněle jsou přítomné uhlíky (do 1 %). V A2 horizontu je viditelné zeslabení oxidačně-redukčních procesů oproti MGro1 horizontu. Projevuje se to vyšším zastoupením Mn novotvarů při současné absenci Fe novotvarů. Manganové oxidy a hydroxidy jsou přítomny ve formě hypopovlaků a nodulí (typické, impregnační, ojediněle koncentrické), jejichž velikost místy dosahuje až 3 mm (obr. 5B). Novotvary odnosu jsou stejně jako v ostatních vzorcích v okolí pórů.

Mikromorfologický vzorek R 18–4 byl odebrán z MGro1 horizontu z hloubky 90–97 cm (obr. 4). Tvoří ho světle hnědý špatně vytříděný prachovito-jílovitý písk. V celém vzorku převládají plošné a kanálkovité póry, které vytvářejí typickou polyedrickou mikrostrukturu s lokálním výskytem kanálkovité mikrostruktury (obr. 5C). Dominuje striální mikroskladba zhášení, která je lokálně vyvinutá jako porostriální (orientace jílových minerálů paralelní s povrchem pórů) a granostriální mikroskladba. Minerální a horninové složení je stejné jako v předchozích vzorcích. Obsah organické hmoty je opět nízký (do 2 %) a uhlíky se vyskytují jen ojediněle (do 1 %). Horizont MGro1 je intenzivně hydromorfně ovlivněný. Zóny





Obr. 5: A – sken mikromorfologického vzorku R 18–5 z C2 horizontu; 1 – kanálkovitá mikrostruktura, kanálkovité póry, novotvary odnosu a zóny akumulace Mn a Fe; 2 – plošné póry, novotvary odnosu v okolí plošných pórů, Fe/Mn nodule, striální mikroskladba zhášení při zkřížených nikolech (XPL). B – sken mikromorfologického vzorku R 18–2 z A2 horizontu; 1 – koncentrická Fe/Mn nodule, striální mikroskladba zhášení při zkřížených nikolech (XPL); 2 – typická polyedrická mikrostruktura, novotvary odnosu v okolí plošných pórů. C – sken mikromorfologického vzorku R 18–4 z C1 horizontu; 1 – typická polyedrická mikrostruktura, Mn nodule; 2 – typická Mn nodule, striální mikroskladba zhášení při zkřížených nikolech (XPL). D – sken mikromorfologického vzorku R 18–1 z A1 horizontu; 1 – typická Fe/Mn nodule, striální mikroskladba zhášení při zkřížených nikolech (XPL); 2 – povlaky Fe/Mn okolo minerálních zrn.

Fig. 5: A – scan of micromorphological sample R 18–5 from the C2 horizon; 1 – channel microstructure, channel voids, depletion pedofeatures and zones of Mn and Fe accumulation; 2 – plane voids, depletion pedofeatures around planar voids, Fe/Mn nodules, striated b-fabric in cross-polarized light (XPL). B – scan of micromorphological sample R 18–2 from the A2 horizon; 1 – concentric Fe/Mn nodule, striated b-fabric in cross-polarized light (XPL); 2 – angular blocky microstructure, depletion pedofeatures around planar voids. C – scan of the micromorphological sample R 18–4 from the C1 horizon; 1 – angular blocky microstructure, Mn nodules; 2 – typical Mn nodule, striated b-fabric in cross-polarized light (XPL). D – scan of micromorphological sample R 18–1 from the A1 horizon; 1 – typical Fe/Mn nodule, striated b-fabric in cross-polarized light (XPL); 2 – Fe/Mn coating around mineral grains.

odnosu se vytvořily hlavně v okolí pórů. V obohacených zónách se koncentruje převážně Fe. Nodule (typické), převážně Mn (obr. 5C), jsou větší než v nadložním fAhn1 horizontu, dosahují velikosti až 4 mm. Často se vyskytují také Fe/Mn hypopovlaky.

Mikromorfologický vzorek R 18–1 byl odebrán z fAhn1 horizontu z hloubky 66–73 cm (obr. 4). Je tvořen poměrně dobře vytríděným písčítým prachem světle hnědošedé barvy. Hrubá frakce je reprezentována zrny křemene, živce, plagioklasů, slíd a fragmenty křemence. Převažují hlavně plošné a kanálkovité póry (přítomné jsou také vezikulární a dutinkovité póry), které vytvářejí kanálkovitou a ve vrchní části subangulárně polyedrickou mikrostrukturu. Ve vzorku byla identifikována převážně monostriální mikroskladba zhášení. Ojedinele se vyskytují uhlíky (do 1 %). Horizont fAhn1 obsahuje poměrně málo organické hmoty (do 5 %) a je jen slabě ovlivněný bioturbací. Probíhaly v něm oxidačně-redukční procesy,

o kterých svědčí běžně se vyskytující zóny odnosu ochuzené o Fe/Mn hydroxidy a oxidy. Vyskytují se Fe/Mn hypopovlaky a povlaky a také nodule (typické, impregnační), které jsou poměrně malé (do 2 mm), ale časté (obr. 5D). Okolo některých nodulek je viditelná intenzivní striální mikroskladba zhášení. Okolo některých minerálních zrn jsou přítomné železité povlaky (obr. 5D).

#### Diskuze a závěr

V Logu 1 v řezu R 18 byly rozlišeny tři samostatné půdy charakterizované identickou stratografií půdního profilu (A–M). Půdotvorný substrát všech tří dokumentovaných půd tvoří fluviální sedimenty, které jsou označovány jako nivní sediment (<https://mapy.geology.cz/geocr50/>) nebo tzv. povodňové hlíny (např. Havlíček 2001; Havlíček et al. 2016). Z hlediska depozičního prostředí a procesů se jedná převážně o tzv. přelivové/mimokorytové sedimenty (overbank deposits), které se v minulosti

i dnes ukládají během záplav (Scott 2007). Nejmladší záplava/přeliv z koryta byla v tomto prostoru zaznamenána v roce 2006, kdy se voda dostala skrze otevřenou sondu v destrukci hradby až do vnitřního prostoru hradiska (Macháček et al. 2007). Jednotlivé M horizonty se liší zrnitostí i geochemickým signálem. Zatímco nejstarší MGro2 horizont je spíše jemnozrnný a zrnitostně v něm převládá prachová a jílová frakce, tak v recentním (M) a středním (MGro1) minerálním horizontu převládá spíše prachovitý písek až písčité prach. I tyto horizonty se však liší, protože MGro1 horizont vykazuje vyšší přítomnost písčité frakce (obr. 3). Rozdíly v zrnitosti lze interpretovat jako projev distálnější a proximálnější pozice aktivního koryta, případně určitými rozdíly v provenienci (rozdílná míra eroze blízkého písčitého hrúdu?).

A horizonty (Ah, fAhn1, fAhn2) vznikly procesem akumulace a tvorby humusu, tzv. humifikací. Všechny mají mocnost do 30 cm. Nejvyšší obsah Corg a SOM má recentní Ah horizont (obr. 4). V pohřbených A horizontech (fAhn1, fAhn2) je proces humifikace méně intenzivní, což bylo pravděpodobně způsobeno pravidelným narušováním půdotvorného procesu zaplavením a akumulací sedimentů.

Od hloubky 60 cm byly zachyceny makroskopické (skvrnitost) i mikroskopické (Fe/Mn nodule, novotvary odnosu; obr. 5) známky oxidačně-redukčních procesů, což svědčí o intenzivním hydromorfním ovlivnění celého půdního profilu. Taktéž byly detekovány vysoké obsahy Fe a Mn (obr. 4). Množství vápníku je celkově nízké a neprojevuje se na výsledcích pH (obr. 4). Hodnoty vápníku jsou nepatrně zvýšené v nejspodnější (fAhn2–MGro2) a v recentní půdě (Ah–M), což souvisí s přítomností Ca v povodňových hlínách v MGro2 a M horizontu. Mikroskopickým pozorováním byly ojediněle zachyceny karbonátové nodule.

Tři studované půdy se mezi sebou liší věkem, intenzitou hydromorfních procesů a zrnitostní distribucí půdotvorného substrátu. Svrchní půda odpovídá recentní půdě klasifikované jako fluvizem glejová (FLq) (<https://mapy.geology.cz/pudy/>). Dvě pohřbené půdy byly během předchozího výzkumu interpretovány jako

subfosilní semiterestrické glejové půdy (Macháček et al. 2007). Na základě morfoloických, vybraných fyzikálních a chemických parametrů a výsledcích půdní mikromorfologie mohou být dle terminologie Němečka et al. (2011) klasifikovány shodně s recentní půdou, tj. jako fluvizem glejová (FLq). Tyto půdy vznikají na stanovištích s vysokou hladinou podzemní vody. Diagnostickým kritériem jsou výraznější reduktomorfní znaky, které zasahují i níže než 60 cm (Rejšek, Vácha 2018). Povrch fluvizemě (fAhn1–MGro1), pohřbené pod recentním M horizontem, byl aktivní v době, kdy bylo hradisko osídleno (Macháček et al. 2007), což také potvrzuje přítomnost fragmentů velkomoravské keramiky, mazanice a uhlíků v jejím A horizontu. Půda se tedy určitě vyvíjela během 9. a 10. století, přičemž pedogeneze mohla začít výrazně dříve a skončit později. Bazální fluvizem (fAhn2–MGro2) se vyvinula ještě před velkomoravským osídlením. Kvůli nedostatku dat však nelze v této fázi studia stanovit přesné stáří této půdy.

Na lokalitě Pohansko u Břeclavi byly půdy a sedimenty v nivě hodnoceny v několika profilech (např. Macháček et al. 2007; Petřík et al. 2018; 2019; Nehyba et al. 2018; 2020). Znamky lidské aktivity byly v zájmovém prostoru zachyceny od doby železné (7., resp. 8. století před n. l.) s vrcholem osídlení v raném středověku (9. a první polovina 10. století n. l.). V prostoru v předpolí hradby nebylo archeologicky dokumentováno žádné trvalé osídlení. Ačkoliv byly ve fluvizemi (fAhn1–MGro1) pohřbené pod recentní půdou makroskopicky identifikované doklady lidské činnosti (fragmenty keramiky, mazanice a uhlíky), tak se tyto nijak neprojevily ve výsledcích fyzikálních a chemických analýz (např. zvýšenými hodnotami  $\chi$  nebo P), stejně jako v mikromorfologii.

#### Poděkování

Výzkum byl podpořen projektem GAČR GA20-18929S – Fortifikační systémy velkomoravského centra Pohansko u Břeclavi (Fortification Systems of the Great Moravian Centre Pohansko near Břeclav). Práce byla rovněž podpořena projektem ECOPOLARIS, číslo CZ.02.1.01/0.0/0.0/16\_013/0001/708 financovaným Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy České republiky. Autoři děkují recenzentům J. Hoškovi a J. Janderkové za podnětné připomínky a také editorce P. Tomanové Petrové.

#### Literatura

- Adamová, M., Havlíček, P. (2002). Geochemický výzkum subfosilní polygenetické pseudočernozemě a navátých písků při soutoku Dyje s Moravou. – Zprávy o geologických výzkumech, 35, 117–118.
- Brown, A. G. (1997). Alluvial geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change. – Cambridge university press. Cambridge. 377 pp.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel, T. (1985). Handbook for Thin Section Description. – Waine research Publications. Wolverhampton. 152 pp.

- Catt, J. A. (1998). Report from Working Group on definitions used in paleopedology. – *Quaternary International*, 51/52, 81–86.
- Čurlík, J., Šurina, B. (1998). Příručka terénního prieskumu a mapovanie pôd. – Výskumný ústav pôdozvedectva a ochrany. Bratislava. 134 s.
- Dearing, J. A., Dann, R. J. L., Hay, K., Lees, J. A., Loveland, P. J., Maher, B. A., O'Grady, K. (1996). Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. – *Geophysical Journal International*, 124, 1, 228–240.
- Demek, J., Balatka, B. (1987). Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. – Academia. Praha. 584 s.
- FAO (2020). Standard operating procedure for soil organic carbon: Walkley-Black method. Titration and colorimetric method. – Global Soil Laboratory Network. United Nations. 28 s.
- Havlíček, P. (2001). Geologická stavba velkomoravského mocenského centra Břeclav – Pohansko a jeho okolí. – *Zprávy o geologických výzkumech*, 34, 71–73.
- Havlíček, P. (2004). Geologie soutokové oblasti Dyje s Moravou. – In: Hrib, M., Kordiovský E. (eds): Lužní les v Dyjsko-moravské nivě, 11–19. Břeclav.
- Havlíček, P., Smolíková, L. (2002). Subfossilní polygenetická pseudočernozem v navátých píscích při soutoku Dyje s Moravou (Barvínkův hrúd), Jižní Morava. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 9, 2–3.
- Havlíček, P., Břizová, E., Hošek, J., Sidorinová, T. (2016). Geologický výzkum na soutoku Dyje, Kyjovky a Moravy. – *Zprávy o geologických výzkumech*, 49, 225–232.
- 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.
- Kalicki, T., Sauchy, S., Calderoni, G., Simakova, G. (2008). Climatic versus human impact on the Holocene sedimentation in river valleys of different order: Examples from the upper Dnieper basin, Belarus. – *Quaternary International*, 189, 1, 91–105.
- Krause, M. J. (1987). Integration of Channel and Floodplain Suites, II. Lateral relations of alluvial palaeosols. – *Journal of Sedimentary Research*, 57, 602–612.
- Krause, M. J., Aslan, A. (1999). Palaeosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. – *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*, 27, 303–321.
- Moeys, J. (2018). Soil texture: Functions for Soil Texture Plot, Classification and Transformation. R package version 1.5.1. – Dostupné na: <https://CRAN.Rproject.org/package=soiltexture>, 10. 7. 2021.
- Macháček, J. (2005). Raně středověké centrum na Pohansku u Břeclavi: munitio, palatium nebo emporium moravských panovníků? – *Archeologické rozhledy*, 57, 100–138.
- Macháček, J., Golán, J. (2004). Velkomoravské hradisko Pohansko a jeho zázemí. – In: Hrib, M., Kordiovský, E. (eds): Lužní les v Dyjsko-moravské nivě, 515–526. Břeclav.
- 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*, 59, 278–314.
- Munsell Color 2009: Munsell Soil Color Book. – Munsell Color. Michigan. 68 pp.
- 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, 1–2, 34–40.
- Nehyba, S., Dresler, P., Doláková, N., Kuda, F., Přišťáková, 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.
- Němeček, J., Smolíková, L., Kutílek, M. (1990). Pedologie a paleopedologie. – Academia. Praha. 546 s.
- Němeček, J., Muhlhanslová, M., Macků, J., Vokoun, J., Vavříček, D., Novák, P. (2011). Taxonomický klasifikační systém půd České republiky, druhé upravené vydání. – Česká zemědělská univerzita. Praha. 94 s.
- Petrík, J., Libor, P., Šabatová, K., Doláková, N., Lukšíková, H., Dohnalová, A., Chadimová, L., Blaško, D., Milo, P. (2015). Reflections of Prehistoric and Medieval human activities in floodplain deposits of the Únanovka Stream, South Moravia, Czech Republic. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 59, 3, 393–412.
- Petrík, J., Doláková, N., Nehyba, S., Lendáková, Z., Přišťáková, M., Adameková, K., Petr, L., Dresler, P., Macháček, J. (2018). Zaniklý meandr u Severního předhradí archeologické lokality Pohansko u Břeclavi. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 41–48.
- Petrík, J., Petr, L., Adameková, K., Přišťáková, M., Potůčková, A., Lendáková, Z., Frączek, 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.
- Rejšek, K., Vácha, R. (2018). Nauka o půdě. – Agriprint. Olomouc. 527 s.
- Retallack, G. J. (1983). A paleopedological approach to the interpretation of terrestrial sedimentary rocks: the mid-Tertiary fossil soils of Badlands National Park, South Dakota. – *Bulletin of the Geological Society of America*, 94, 823–840.
- Retallack, G. J. (1986). Fossil soils as grounds for interpreting long term controls on ancient rivers. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 1–18.
- Scott, A. E. (2007). Encyclopedia of Quaternary Science. – Elsevier Science. Amsterdam. 2 600 pp.
- Smolíková, L. (1982). Pedologie I. – Státní pedagogické nakladatelství. Praha. 129 s.
- Stoops, G. (2003). Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith thin Sections. – Soil Science Society of America. Madison. 184 pp.
- Sycheva, S., Glasko, M., Chichagova, O. (2003). Holocene rhythms of soil formation and sedimentation in the Central Russian Upland. – *Quaternary International*, 106–107, 203–213.
- Yaalon, D. H. (1971). Paleopedology: Origin, Nature, and Dating of Paleosols. – International Society of Soil Science. Jerusalem. 350 pp.

# Dolování stříbra v Zubří u Rožnova pod Radhoštěm ve světle legend, historických pramenů a nových geologických výzkumů

Silver mining in Zubří near Rožnov pod Radhoštěm in the light of legends, historical sources and new geological research

Miroslav Bubík<sup>1</sup> ✉, Dalibor Matýsek<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Katedra geologického inženýrství, HGF VŠB-TU Ostrava, 17. listopadu 2172/15, 708 00 Ostrava-Poruba, Česká republika

## Key words:

Outer Western Carpathians, Flysch Belt, Silesian Unit, Cretaceous, silver, mining history, mineralogy, heavy metals, stratigraphy, micropalaeontology

✉ miroslav.bubik@geology.cz

## Editorka:

Katarína Adameková

## Abstract

Several historical sources mention silver mining in Zubří village near Rožnov pod Radhoštěm town in the first half of the 16<sup>th</sup> century. Critical analysis of these sources, new field observations, stratigraphic and mineralogical evaluation of the rocks were carried out to decide whether mining or prospecting for silver can have a real basis. Historical sources from the 18<sup>th</sup> and 19<sup>th</sup> centuries are likely to draw uncritically on popular folk tales and reports of fraudulent prospectors. This is evidenced by contradictions in the location of supposed mining, references to fictitious persons and unrealistic descriptions of mine workings. New field observations in Zubří brought improved knowledge of local geology. Clays and claystones from occasional excavations, soundings and outcrops were stratigraphically classified based on foraminiferal micropaleontology. The study area is built of Hauterivian to Paleocene strata of the Silesian Unit of the Carpathian Flysch Belt. At the site marked on the historical map as a former silver mine, no minerals containing Ag and Pb were found. Framboidal pyrite and traces of sphalerite of diagenetic origin were detected using SEM and microprobe method in the sandy limestone intercalation within the Lhoty Formation. The silt from the colluvial clay in the lower part of the site contained dominantly garnets close to almandine, minerals from the TiO<sub>2</sub> group and Fe-oxides. Chemical analysis of colluvial clay showed heavy-metal (Ag, Cu, Mo, Zn, Pb) concentrations close to background values. These negative results are consistent with the sceptical conclusions from the analysis of historical sources. The only historical mine observed in the studied area is revealed by an old heap above the road to Staré Zubří. It is undoubtedly related to the mining of pelosiderite. The pelosiderite is abundant in places in the claystones of the Hradiště Formation on Stříbrník and in the Olšovec stream. This source was probably exploited in the first half of the 18<sup>th</sup> century for the local iron hammer.

## Doporučená citace článku:

Bubík, M., Matýsek, D. (2022). Dolování stříbra v Zubří u Rožnova pod Radhoštěm ve světle legend, historických pramenů a nových geologických výzkumů. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 29, 1–2, 86–94.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-33040>

## Úvod

Ojedinelý výskyt klastického zlata v akcesorickém množství a výskyt sulfidů, které mohou obsahovat určitou příměs zlata a stříbra, jsou ve flyšovém pásmu Západních Karpat známy na několika místech (např. Pavlica 1970; Hranáč 1996; Uhlíř et al. 2011; Janíčková, Dolníček 2015). S těmito výskyty bez praktického významu ovšem kontrastuje množství lidových pověstí a historických zpráv ze 17. a 18. století o těžbě drahých kovů. Jedním takovým případem je údajná těžba stříbra v Zubří u Rožnova pod Radhoštěm a pod vrchem Hradisko.

S dolováním stříbra je spojena známá romantická pověst o zániku Starého Zubří v 16. století (Schwoy 1794; Wolny 1835; Kramoliš 1909; Baletka 1967). Stříbrný důl v Zubří je dokonce zanesen v historické mapě velkostatku z roku 1810.



Obr. 1: Geologická mapa okolí Stříbrníku v Zubří. 1 – fluvialní a deluviofluvialní kvartérní sedimenty, 2 – rožnovské souvrství, 3 – ístebňanské souvrství, 4 – godulské souvrství, 5 – mazácké souvrství, 6 – lhotecké souvrství, 7 – hradištské souvrství, 8 – horniny těšinitové asociace, 9 – dokumentační bod, 10 – staré důlní dílo (halda).

Fig. 1: Geological map of Stříbrník area in Zubří. 1 – fluvial and deluviofluvial Quaternary sediments, 2 – Rožnov Fm., 3 – Istebna Fm., 4 – Godula Fm., 5 – Mazák Fm., 6 – Lhoty Fm., 7 – Hradiště Fm., 8 – rocks of teschenite association, 9 – documentation point, 10 – old mine workings (heap).

V první polovině 18. století se v Zubří navíc těžil pelosiderit pro místní hamr, zřízený Karlem Jindřichem ze Žerotína (Baletka, Koláček 2010).

Územím probíhá pruh slezské jednotky, tvořený převážně jílovcí hradištského souvrství, které mají zvýšený obsah stříbra (Menčík et al. 1983) a obsahují vulkanity těšinitové asociace, které mohou obsahovat sulfidické zrudnění (Pavlica 1970). S ohledem na informaci Wolneho (1835) o těžbě stříbrnosného galenitu v Zubří to vyvolalo otázku, zda pověst přece jen nemá reálný základ.

Objasnění této otázky byla věnována pozornost během revize těžeben někdejšího rožnovského panství v rámci etnologického projektu „Stopy lidského umu“ řešeného v letech 2020–2022. Výchozíkem pro řešení ložiskové problematiky a geneze zrudnění bylo podrobné geologické mapování zájmové oblasti, které výrazně upřesnilo geologickou stavbu území oproti existujícím geologickým mapám (Baldík 2015). Nezbytnou součástí bylo biostratigrafické vyhodnocení vzorků dovolující rozlišení makroskopicky zaměnitelných tmavých jílovců spodnokřídových souvrství. V rámci uvedeného projektu byly prostudovány veškeré dochované archivní i literární prameny týkající se daného území.

#### Materiál a metodika

Terénní pozorování se soustředila zejména na výchozy v potoce Olšovec a haldičky po jámách pro nové sloupy elektrického vedení v polích na Stříbrníku z r. 2021. Nově sestavená mapa zájmového území se opírá o 25 nových dokumentačních bodů (d. b.), 9 bodů z databáze

geologického mapování České geologické služby (ČGS) (obr. 1, tab. 1) a přihlíží k existujícím geologickým mapám (Baldík, ed. 2015). Pozice dokumentačních bodů byla zaměřena pomocí GPS, byly odebrány vzorky pro biostratigrafické i mineralogické vyhodnocení.

Vzorky jílovců na mikropaleontologické vyhodnocení byly vysušeny, namočený do roztoku sody a plaveny na sítu 0,063 mm v laboratoři ČGS v Brně. Mikrofauna byla ručně separována pod binokulárním mikroskopem. Dokladové vzorky hornin, rezidua a fosilní materiál jsou součástí hmotné dokumentace ČGS v Brně.

Vzorky pelokarbonátu a těžké frakce sedimentu ze Stříbrníku byly sledovány pomocí elektronové mikroskopie a energiově-disperzní mikroanalýzy. Byl použit přístroj FEI Quanta 650 FEG (Thermo Fisher Scientific), vybavený EDS mikroanalýzátorem EDAX Octane Elect plus. U vzorku pelokarbonátu byla sledována jak přirozená lomná plocha, tak i leštěný řez. Koncentrát těžké frakce byl nalepen na uhlíkovou pásku. Vzorky byly pro pozorování pokoveny vrstvou 25 nm kovového Cr.

Těsně pod soutokem větví rokle na Stříbrníku byl v potůčku odebrán edelmanovým vrtákem vzorek deluviofluvialního (splachového) prachovitopísčitého jílu o objemu cca 5 l. Po dekantaci byl rýžovací miskou zhotoven slič pro studium těžkých minerálů. V laboratořích ČGS v Praze byly ve vzorku deluviofluvialního jílu stanoveny obsahy vybraných těžkých kovů (Ag, Cu, Mo, Pb, Zn) metodou plamenové atomové absorpční spektrometrie (FAAS).

Tab. 1: Souřadnice, popis a stratigrafické zařazení dokumentačních bodů v Zubří.

Tab. 1: Coordinates, description and stratigraphic unit of documentation points in Zubří.

bod	GPS souřadnice	popis	litostratigrafie
108	N 49°28'03.8 E 18°05'54.1	ruční vrt do 1 m ve strouze, deluviofluviální sediment	kvartér
109	N 49°28'06.2 E 18°06'01.5	liščí nory ve svahu rokle – sprašová hlína	kvartér
110	N 49°28'09.5 E 18°06'07.4	vývraty smrků se střípky černošedých jílovců	lhotecké s. (?)
DH001	N 49°11'25.3 E 16°36'10.0	zaniklý lom a kamení v poli poblíž; pikrit	těšinitová as.
DN03	N 49°28'29.4 E 18°06'18.9	zarážená sonda 0,8 m; svahové a fluviální sedimenty	kvartér
DN04	N 49°28'33.1 E 18°06'02.7	zarážená sonda 0,8 m; svahové sedimenty	kvartér
DN05	N 49°28'23.6 E 18°05'42.2	zarážená sonda 0,7 m; svahové sedimenty	kvartér
MB035	N 49°28'03.3 E 18°05'25.4	zarostlá lomová stěna; hrubě lavicovitý ciežkowický pískovec	rožnovské s.
MB036	N 49°28'06'.7 E 18°05'23.0	opuštěný lom Hůrka; deskovité pískovce s vložkami šedého jílovce	rožnovské
MB039	N 49°28'10.7 E 18°06'10.3	ruční vrt 115 cm; žlutošedý prachovitý jíl	rožnovské
MB040	N 49°28'12.6 E 18°06'10.6	závěr rokle; výchoz tmavošedých jílovců s 10 cm vrstvou vápnitého pískovce	lhotecké s.
MB041	N 49°28'06.9 E 18°05'51.6	pole; hojně úlomky jemnozrnných pískovců	godulské s.
MB044	N 49°28'24.5 E 18°06'38.5	zářez potoka; zelenošedý prachovec a šedý jílovec	godulské s.
MB045	N 49°28'28.1 E 18°06'40.9	zářez potoka; černé a šedé jílovce s 10 cm vrstvou šedého slínovce	hradištské s.
MB046	N 49°28'29.9 E 18°06'45.3	zářez potoka; tmavošedé jílovce s tenkými vložkami šedého skvrnitého slínovce	hradištské s.
MB051	N 49°28'20.8 E 18°05'49.4	haldička po jámě pro elektrický sloup; tmavošedý jílovec	hradištské s.
MB052	N 49°28'20.8 E 18°05'53.4	haldička po jámě pro elektrický stožár; černý jílovec, tmavošedý pelosiderit	hradištské s.
MB053	N 49°28'23.7 E 18°05'53.0	haldička po jámě pro elektrický sloup; černé a hnědošedé jílovce, žlutohnědě navětralý pelosiderit	hradištské s.
MB054	N 49°28'26.9 E 18°05'52.5	haldička po jámě pro elektrický sloup; černý jílovec, ojediněle pelosiderit	hradištské s.
MB055	N 49°28'30.1 E 18°05'52.1	haldička po jámě pro elektrický sloup; černošedé a černé jílovce, ojediněle pelosiderit	hradištské s.
MB056	N 49°28'32.7 E 18°05'51.6	hromádky černých jílovců a úlomky pelosideritu u elektrického sloupu	lhotecké s.
MB057	N 49°28'33.6 E 18°05'57.2	stará halda na pastvině; střípky černého jílovce v trávě	lhotecké s.
MB058	N 49°28'29.4 E 18°06'07.2	ruční vrt 95 cm na poli; černošedý jílovec	hradištské s.
MB059	N 49°28'23.0 E 18°06'09.8	ruční vrt 75 cm na poli; tmavošedý jíl/jílovec	hradištské s.
MB060	N 49°28'17.1 E 18°05'53.9	haldička po jámě pro elektrický stožár; černý jílovec, méně pískovce, prachovce a pelosiderit	hradištské s.
MB061	N 49°28'13.6 E 18°05'54.3	haldička po jámě pro elektrický stožár; tmavošedý jíl	hradištské s.
MB062	N 49°28'09.7 E 18°05'54.7	haldička po jámě pro elektrický sloup; černý prachovitý jíl	hradištské s.
MB063	N 49°28'06'.9 E 18°05'55.1	hromádka šedého prachovitého jílu z výkopu pro elektrický stožár	rožnovské
MB064	N 49°28'36.1 E 18°05'54.8	kamenitá mez; pískovec istebňanského typu	istebňanské s.
RB371	N 49°28'08.4 E 18°06'48.5	výchoz v břehu potoka; černošedý jílovec s limonitovými povlaky	istebňanské s.
VB001	N 49°28'25.4 E 18°06'39.6	nárazový břeh potoka; lavice pískovce a prachovce	godulské s.
VB101	N 49°28'28'.8 E 18°06'51.9	zářez lesní cesty; zvětralé rudohnědý jílovec	mazácké s.
VB102	N 49°28'30.2 E 18°06'47.7	zářez potoka; střídání tmavě a světle šedých jílovců a tenkých vložek pískovce	hradištské s.
VB103	N 49°28'28.7 E 18°06'42.5	nárazový břeh potoka; černošedé jílovce s bloky pískovce	hradištské s.

## Výsledky

### Stratigrafické poměry a geologická stavba

Údolím potoka Olšovec směrem ke kostelu v Zubří probíhá tektonická zóna tvořená spodnokřídovými souvrstvími slezské jednotky sousedící k jihu i k severu s mladšími souvrstvími této jednotky o stratigrafickém rozsahu turon až paleocén (obr. 1).

Nejstarší vrstvy patří hradištskému souvrství a vyskytují se v potoce Olšovec a v oblasti Stříbrníku. Jsou to černošedé, často vápnité jílovce s polohami a konkrécemi tmavošedého hnědožlutě navětraleho pelosideritu. V zářezu Olšovce byly pozorovány i tmavošedé vápnité destičkovitě rozpadavé jílovce s četnými vložkami šedých, tmavě skvrnitých slínovců. Veřovické souvrství nebylo s jistotou rozpoznáno a má patrně nevelkou mocnost. Lhotecké souvrství vystupuje v potoce Olšovec a v závěru rokle v oblasti Stříbrníku. Jsou to zpravidla černé nevápnné jílovce, místy destičkovité a tvrdé. Obsahují ojediněle pelosiderit. Jílovce lhoteckého souvrství se nacházejí rovněž na haldě starého důlního díla pod pahorkem Skalka (obr. 2).

Mazácké souvrství reprezentují rudohnědý a světlešedý nevápnné jílovce. Vyskytují se na levém břehu Olšovského potoka a na úpatí Olšovského vrchu. Godulské souvrství charakterizuje drobně až středně rytmický flyš, ve kterém se střídají šedé a zelenošedé jemnozrnné drobové pískovce s šedými nevápnnými prachovitými jílovcí. Pískovce a prachovce převažují nad jílovcí.

Istebňanské souvrství reprezentují charakteristické středně až hrubozrnné, místy valounové pískovce. Jsou arkózové, nevápnné a žlutošedě navětrávají. Pískovce tvoří v Zubří některé elevace, např. Skalku s. od silnice do Starého Zubří. Rožnovské souvrství je zastoupeno převážně jílovcí a jejich žlutošedými a světle šedými jílovitoprachovitými eluvii. Vyskytují se j. od Stříbrníku mezi Zubřím a Olšovským potokem a projevují se plochým reliéfem. V rožnovském souvrství se lokálně vyskytují tělesa pískovců – ciežkowický pískovce (kopec Hůrka v Zubří).

Kvartérní sedimenty jsou zastoupeny především svahovými sedimenty a holocenními fluviálními sedimenty niv Hodorfského, Starozuberského potoka a Olšovce. Ojediněle byly pozorovány sprašové hlíny

– např. v jižní větvi rokle na Stříbrníku (d. b. 109).

### Biostratigrafie na základě foraminifer

Zařazení výchozů a odkryvů do souvrství bylo ověřeno na základě charakteristických společenstev foraminifer a jejich biostratigrafického vyhodnocení. Všechny dvacet mikropaleontologických vzorků obsahovaly mikrofaunu (tab. 2).

Jílovce hradištského souvrství charakterizuje společenstvo aglutinovaných foraminifer s *Rhizammina* sp., *Trochammina vocontiana* M., *Hipocreppina depressa* (V.), *Pseudonodosinella troyeri* (T.), *Ammobaculites reophacoides* B. a vzácněji nodosariidy (*Astacolus*, *Lenticulina*, *Pseudonodosaria*). Biostratigraficky je lze zařadit do intervalu hauteriv–apt.

Litologicky těžko odlišitelné lhotecké souvrství se vyznačuje přítomností vúdčích druhů *Plectorecurvovoides alternans* N. a *Bulbobaculites problematicus* (N.) dokládajících cenoman. V pestrých jílovcích mazáckého souvrství byla zjištěna společenstva aglutinovaných foraminifer dvou stratigrafických úrovní. Společenstvo s *Bulbobaculites problematicus* (N.), *Karrerulina stanislavi* (N.) a *Uvigerinammina* sp. lze zařadit do turonu–coniacu. Společenstvo s *Uvigerinammina jankoi* M. a *Caudammina gigantea* (G.) indikuje interval santon–campan.

Jediný vzorek z godulského souvrství (šedý prachovitý jílovec, d. b. MB044) obsahoval společenstvo s hojnými úlomky *Saccorhiza* sp. 1 a vúdčím druhem *Caudammina gigantea* (G.) a *Hormosina velascoensis* (C.), které dokládají stáří campan–maastricht.

Jíly a jílovce rožnovského souvrství charakterizují druhy *Bathysiphon robusta* (G.), *Saccamina placenta* (G.), *Karrerulina conversa* (G.), *K. coniformis* (G.) a *Praesphaerammina gerochi* (H.). Posledně jmenovaný druh ukazuje na paleocenní stáří.

Minoritní příměs charakteristických foraminifer rožnovského souvrství ve společenstvech hradištského typu byla vyhodnocena jako kontaminace sedimentů hradištského souvrství splachy z nedalekých výchozů rožnovského souvrství výše ve svahu (d. b. MB040, MB061, MB062).

### Výsledky mineralogických a geochemických analýz

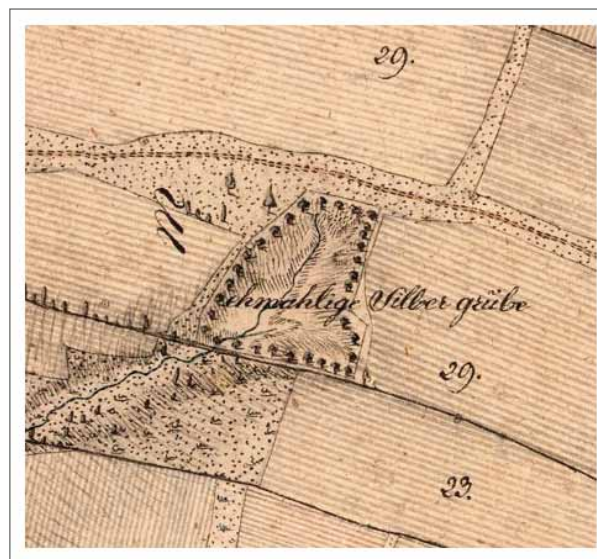
Zvláštní pozornost byla věnována lokalitě označené v historické mapě z počátku 19. století jako bývalý stříbrný důl (obr. 3). V tomto místě byly v závěru rokle pozorovány výchozy tmavošedého jílovce lhoteckého souvrství



Obr. 2: Dobře patrná halda po blíže nedatované těžbě pelosideritu nad silnicí do Starého Zubří (d. b. MB057).

Fig. 2: Well visible heap after pelosiderite mining of unknown age, above the road to Staré Zubří (d. p. MB057).

s ojedinělou 10cm polohou tmavošedého jemnozrného písčitého vápence s rozptýleným pyritem a hnědou zvětrávací kůrou. Mikroanalýza vzorku prokázala, že karbonátová složka je dominantně kalcitová. Mg-Ca siderit se vyskytl jako lokální příměs. Hornina obsahuje hojný pyrit, častěji ve formě framboidů a polyframboidů (obr. 4a, b) než homogenních krystalů a zrn (obr. 4c). Zcela výjimečně byl v jednom místě nalezen shluk nepravidelných zrn sfaleritu o velikosti do cca 2 μm (obr. 4d). Lokálně

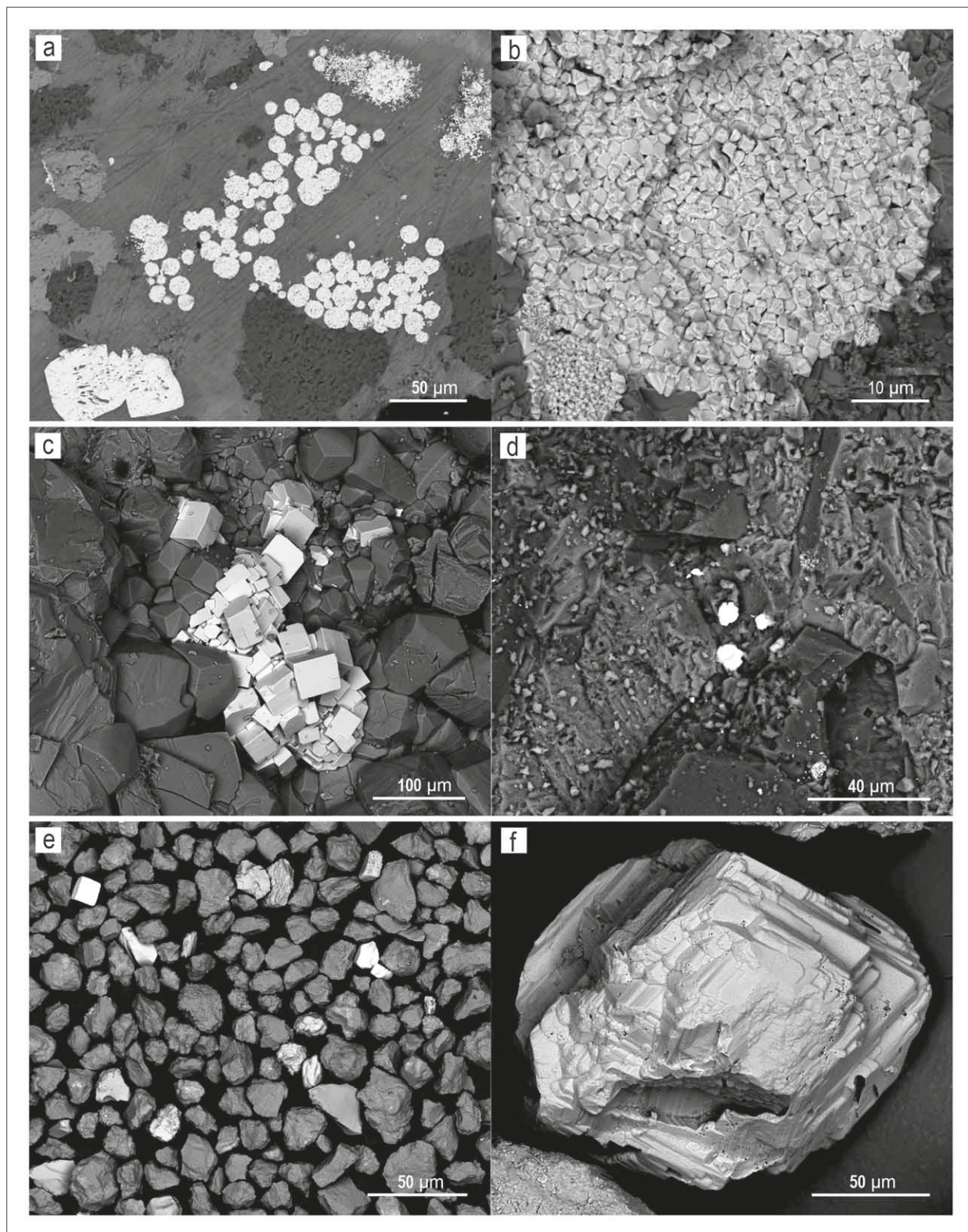


Obr. 3: Zákres údajného stříbrného dolu v historické mapě z r. 1810.

Fig. 3: Location of supposed silver mine in historical map from 1810.







Obr. 4: a – agregát pyritových framboidů, b – detail řezu framboidem pyritu, c – agregát krychlových krystalů pyritu na kalcitu, d – zrna diagenetického sfaleritu, e – minerální zrna ve šličku, f – složitě korodovaný krystal almandinu; a–d z písčitého vápence lhoteckého souvrství, Stříbrník (d. b. MB040); e, f – těžká minerální frakce ze splachového sedimentu, Stříbrník (d. p. 108).  
 Fig. 4: a – aggregate of pyrite framboids, b – section of pyrite framboid, c – aggregate of pyrite crystals on calcite, d – grains of diagenetic sphalerite, e – mineral grains in panning residue, f – complex corrosion of almandine crystal; a–d – sandy limestone from the Lhoty Formation, Stříbrník (d. p. MB040); e, f – heavy minerals fraction of deluvio-fluvial sediment, Stříbrník (d. p. 108).

Tab. 3: Obsah těžkých kovů v deluvio-fluviálním jílu ze Stříbrníku (d. p. 108) a průměrné obsahy (p. o.) v pelitech spodnokřídových souvrství slezské jednotky podle Menčíka et al. (1983).  
 Tab. 3: Concentrations of heavy minerals in deluvio-fluvial mud from Stříbrník (d. p. 108) and average concentrations (p. o.) in pelites of Lower-Cretaceous formations of the Silesian Unit after Menčík et al. (1983).

	Ag ppm	Cu ppm	Mo ppm	Pb ppm	Zn ppm
Stříbrník 108	1,5	15,8	< 5	34,7	78,9
p. o. hradištské	0,82	83,3	5,8	23,1	104
p. o. veřovické	0,94	210	5,9	23,3	103
p. o. lhotecké	0,35	70,1	3,4	26,2	81

a na Rožnově, který spolu s bratrem Janem drželi rožnovské panství v letech 1531 a 1535 (viz Králová 2008). Dále se zde píše o zavalení šachty a ukrytí tovaryšů (sabotáž?).

Středovský tvrdí, že podkladem pro jeho zprávu byl rukopis, který měl sepsat Jan Záborský z Uherské Skalice (původem z Kutné Hory) na základě soupisu nějakého kněze Václava. Jan Záborský i kněz Václav jsou však nepochybně fiktivní postavy (Štěpán 1986). Zpráva Středovského tím značně ztrácí na věrohodnosti.

Zmínku o existenci stříbrného dolu v Zubří za dob Jaroslava Šelmburka obsahuje historicko-geografický spis o Přerovském kraji Schwoye (1794). Zmíněno je dále opuštění Starého Zubří z důvodu poddolování a pokus o znovuootevření dolů v 18. století. Dnes nejznámější romantickou verzi pověsti první publikoval Wolny (1835) a vylíčil ji následovně: „Kroniky města Meziříčí uvádějí, že kolem roku 1532 majitel panství Jaroslav Šelmburk na Kosti pod rožnovským hradním vrchem (u Ribkova mlýna) doloval stříbro, ale s horníky a ostatními dělníky (většinou ze Zubří) zacházel krutě. Hormistr se prý proto s pomocí venkovanů z okolí pomstil zničením strojů a zatopením hlavní štolky zvané *Za rohem*. Prchl pak spolu s horníky, ale i obyvateli Zubří, které pak zůstalo pusté po 100 let.“

Historický výzkum nicméně prokázal, že k vyhlídání Zubří v 16. století nedošlo a existence dnešního „Starého Zubří“ v. od Zubří může mít i jiné vysvětlení (Baletka 1967). Městské kroniky, na které se Wolny odvolává, vedle každoročních záznamů o událostech ve městě patrně obsahovaly i lidové pověsti, které posloužily k zaplnění neznámých úseků historie města popsaných zpětně. Na jiném místě Wolny (1835) ještě uvádí, že v roce 1532 byl u vesnice Zubří intenzivně doloval stříbrnosný galenit, ale po doložení nezůstaly žádné stopy. Dále Wolny popisuje pokus o obnovu stříbrného dolu pod Hradiskem (rožnovským hradním vrchem): „V roce 1740 byla hlavní štola znovu otevřena, ale shledána plná vody. Po 14 dnech zmáhání byla voda vyčerpána a v přímé linii bylo objeveno několik čtyřhranných šachet vyztužených dřevem mladých jedlí a směrem k Hradisku velký otvor, za nímž následovala komora zaklenutá kamennými kvádry a držena pohromadě železnými sponami; a navíc se prý ukázal salamandr (!). Hraběnka Ludovika Karolina ze Žerotína získala oprávnění k doložení, ale vydobyta jen špatná stříbrná ruda; pro silný přítok vody byl znovuootevřený důl opuštěn.“

Celé líčení udivuje podrobnostmi, ale ty právě vzbuzují nedůvěru. Jednak chybí ve starších pramenech (Středovský, Schwoy), jednak neodpovídají současným znalostem o středověkém hornictví.

Na rukopisné hospodářské mapě z archivu Velkostatku Valašské Meziříčí – Rožnov (Zemský archiv Opava, inv. č. 687) z let 1810–1816 je v závěru rokle na polní trati Stříbrník v. od kostela v Zubří označeno místo „ehmahlige Silbergrube“ (bývalý stříbrný důl). Tato nadějná informace však ztrácí na věrohodnosti, když na téže mapě najdeme v místě pseudokrasové jeskyně Cyrilka na hřbetu Radhoště označení „Goldgrube“, které odkazuje jednoznačně na zcela nereálné pověsti o pokladech na Radhošti.

Kramoliš (1907) ve své Vlastivědě moravské situuje stříbrné doly na úpatí Hradiska v Šachetném (potok Šachetný). Dále tvrdí, že v Zubří byla roku 1766 kopána olověná ruda. Svoje informace čerpal patrně z Wolneho (1835) ale prokazatelně i z beletrie, takže je nelze brát vážně.

Je pozoruhodné, jak jednotlivé verze pověsti uvádějí různá místa, kde se důl měl nacházet. Schwoy (1794) důl situuje do Starého Zubří. Podle Wolneho (1834) byl důl na úpatí Hradiska naproti Ribkovu mlýnu. Mlýn stál v místech dnešního sídliště Jižní město v Rožnově (Cebe 2017). Wolny (1834) na jiném místě píše, že stříbro bylo doloženo u Zubří. Bývalý Ribkův mlýn byl však od dnešního Zubří vzdálen přibližně 3 km. Další lokalizaci dolu ukazuje výše zmíněná mapa z počátku 19. století a to v polní trati Stříbrník. Původ toponyma „Stříbrník“ a vztah k pověstem o těžbě stříbra není zcela jasný. Každopádně v mapě stabilního katastru z r. 1833 je stejné místo označeno jako „Na Starym Zubrzy“. Kramoliš (1907) tvrdí, že stříbro se dolovalo v Šachetném i na Stříbrníku.

Kritický rozbor pověsti a zpráv o doložení drahých kovů na Vsetínsku přináší Štěpán (1986), Piperek (1999) a Janál (2002). Zdá se, že pověsti o doložení na Rožnovsku a jinde na Valašsku jsou fikce, které mohou být reminiscencí na skutečné poddanské nepokoje v zuberských hamrech v polovině 18. století a snad i banskobystrického hornického povstání z roku 1526, kterých se chopila ústní lidová tradice. Uvedení autoři popisují módnost prospekce drahých kovů v průběhu 17. a 18. století a uvádějí řadu prospektorů známých z historických pramenů. Hledání drahých kovů mělo značnou podporu u jezuitů (viz J. J. Středovský). Prospektorská činnost řady tehdejších nadšenců se však pohybovala na pomezí amatérismu a podvodu a často skončili neslavně v chudobě nebo ve vězení.

První skutečné vědecké geologické pojednání o Rožnovsku výskyt stříbrné rudy nepotvrdilo (Zahálka 1929), stejně jako systematický ložiskový průzkum na rudy v období po druhé světové válce.

Oproti pochybným pověstem o těžbě stříbra je těžba železné rudy u Zubří historicky nezpochybnitelným faktem. Wolny (1835) zmiňuje, že v Zubří byla železná ruda před 90 lety (tj. kolem r. 1745). To je v souladu se záznamy o provozu hamru v Zubří, který byl v režii majitele panství Karla Jindřicha ze Žerotína provozován mezi lety 1712 a 1755 (Baletka, Koláček 2010).

### **Zhodnocení nových geologických, mineralogických a geochemických výsledků**

Nové detailní geologické mapování prokázalo, že oblast mezi Hodorfským a Starozuberským potokem není tvořena istebňanským souvrstvím jak naznačuje nedávno publikovaná geologická mapa (Baldík, ed. 2015), ale zasahuje sem pruh spodnokřídových sedimentů z údolí Olšovce. Pomocí biostratigrafie se podařilo zařadit jednotlivé dokumentační body k souvrstvím a ty následně dovolily interpretovat stavbu v daném území jako antiklinální strukturu spodní křídly obklopenou mladšími souvrstvími v rámci slezské jednotky. V prostoru Stříbrníku bohužel nebyla zjištěna žádná tělesa vulkanitů těšínitové asociace hornin, ačkoli výskyt pikritu u ústí Olšovce je jen stovky metrů odsud (Zahálka 1927).

Hydrotermální žíly spojené s intruzemi a vulkanity těšínitové asociace hornin jsou ve spodní křídě slezské jednotky pro výskyt polymetalického zrudnění a drahých kovů nejnadějnější. Pavlica (1970) uvádí zrudnění s pyritem, arsenopyritem, galenitem a sfaleritem vázaným na karbonátové žíly na lokalitě Stříbrník v Ostravici (další Stříbrník!). Nověji se tam podařilo ověřit jen pyrit, markazit a ojedinele sfalerit (Janíčková, Dolníček 2015).

Nový mineralogický výzkumu zjistil pyrit a velmi vzácný sfalerit diagenetického původu. Galenit nebyl zjištěn vůbec, i když ve flyši Beskyd již zaznamenaný byl jako ojediné zrnko v kalcitové žilce v pískovci mazáckého souvrství (Polách 2008). Mikročástice sfaleritu a také chalkopyritu jsou pomocí SEM/EDS velmi vzácně, ale pravidelně nacházeny v sedimentech z různých souvrství slezské jednotky. Poněkud častější jsou nacházeny v tmavě zbarvených jílovcích veřovického a lhoteckého souvrství a také v pestrých jílovcích mazáckého souvrství (Boorová et al. 2015). Tyto mikročástice jsou rozptýleny bez jakékoli vazby na vrstevnatost. Hydrotermální nebo tektonické projevy nebyly na studovaných vzorcích pozorovány ani v náznacích, takže mikročástice sfaleritu a chalkopyritu vznikají během diagenese pelitů spolu s pyritem v anaerobních podmínkách. Jak Zn, tak Cu jsou biogenní prvky a jsou proto nutně obsaženy v organické hmotě.

Těžká minerální frakce z deluviofluviálního sedimentu neobsahovala žádný minerál obsahující Pb nebo

Ag, ale jen běžné těžké minerály s převahou granátu. Protože se dalo předpokládat, že sulfidy mohly být rozloženy zvětráváním, bylo provedeno stanovení vybraných těžkých kovů ze stejného vzorku, které by prokázalo případnou Pb-Ag aureolu. Koncentrace Ag a Pb jsou lehce zvýšené, zatímco Cu, Mo a Zn spíše nižší, celkově však neukazují výraznější rozdíly od průměrných hodnot pelitů spodnokřídových souvrství slezské jednotky (tab. 3).

### **Závěry**

Z rozboru archivních a literárních pramenů z 18. a 19. století vyplývá, že těžba stříbra v Zubří je fikcí založenou na nekritickém přijetí lidových pověstí a zpráv podvodných prospektorů. Svědčí o tom rozpory v lokalizaci údajné těžby, odkazování se na fiktivní osoby a nereálné popisy důlních děl. Nové výzkumy v prostoru Stříbrníku v Zubří pomohly zpřesnit představy o lokální geologické stavbě. Území je tvořeno sedimenty slezské jednotky o stratigrafickém rozsahu hauteriv až paleocén. Na lokalitě označené v historické mapě jako bývalý stříbrný důl a v jejím širším okolí nebyly zjištěny minerály obsahující Ag a Pb v hornině ani v těžké minerální frakci z kvartérních sedimentů. Pouze v písčitém vápenci z lhoteckého souvrství byl zjištěn pyrit a stopy sfaleritu diagenetického původu. Obecně řečeno: neexistence důkazu Pb-Ag zrudnění nelze považovat za důkaz neexistence tohoto zrudnění. Dá se jen konstatovat, že mineralizace pozorována nebyla. S ohledem i na skeptické závěry z rozboru historických pramenů je však téměř jisté, že stříbro se v dané lokalitě netěžilo. Jediné staré důlní dílo bylo zaznamenáno nad silnicí do Starého Zubří. To má však nepochybně souvislost s těžbou pelosideritu v hradišském souvrství v 18. století pro místní hamr.

### **Poděkování**

*Autoři děkují anonymnímu recenzentovi a Andrei Dovicové za připomínky k rukopisu. Výzkum byl proveden v rámci projektu „Stopy lidského umu“ řešeného Etnologickým ústavem AVČR a Katedrou evropské etnologie FF MU v Brně. V rámci Dlouhodobé koncepce rozvoje výzkumné organizace ČGS spadá do oblasti 1.1 Geologické mapování a regionální geologický výzkum.*

## Literatura

- Baldík, V. (ed.), Barák, P., Bubík, M., Buriánek, D., Geršlová, E., Gilíková, H., Janderková, J., Kašpárek, M., Kašperáková, D., Kociánová, L., Kolečka, V., Konečný, F., Krejčí, O., Krejčí, Z., Krumlová, H., Kryštofová, E., Kunceová, E., Müller, P., Novotný, R., Nývlt, D., Otava, J., Paleček, M., Pecina, V., Sedláček, J., Skácelová, D., Švábenická, L. (2015). Vysvětlivky k Základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 25-231 Rožnov pod Radhoštěm. 122 s. – Česká geologická služba. Praha.
- Baletka, L. (1967). Počátky vsi Zubří na Rožnovsku. – Valašsko, 11, 29–32.
- Baletka, L., Koláček, J. (2010). Zubří 1310–2010. Cesta ke kořenům. – Město Zubří, 2010, 207 s.
- Boorová, D., Jansa, L., Matýsek, D., Skupien, P., Vašíček, Z. (2008). Příspěvek k litologii křídových souvrství na profilu Bystrý potok u Trojanovic (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty, Česká republika). *Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae*, 93, 185–217.
- Hranáč, P. (1996). Šlichová prospekce na území flyšového pásma Západních Karpat. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 3, 161–163.
- Janál, J. (2002). Poznámky ke Zprávě o drahých kovech a rudách. – *Archeologie Moravy a Slezska*, 2, 79–80.
- Janíčková, K., Dolníček, Z. (2015). Šlichová prospekce na lokalitách spojených s údajnou historickou těžbou drahých kovů v Moravskoslezských Beskydech. – *Acta Carpathica Occidentalis*, 6, 3–16.
- Králová, L. (2008). Rod pánů ze Šelmberka ve 14.–16. století. – MS, diplomová práce. Fakulta přírodovědně-humanitní a pedagogická Technické univerzity v Liberci.
- Kramoliš, Č. (1907). Vlastivěda moravská, II: Místopis Moravy, Jičínský kraj, Rožnovský okres, 55. – Musejní spolek v Brně. Brno. 228 s.
- 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.
- Pavlica, J. (1970). O starém dolování stříbra v Ostravici. – *Těšínsko*, 1, 22–23.
- Piperek, L. F. (1999). O třech důkladně zapomenutých řemeslech. Kulturně historický obrázek z dějin cechů a řemesel na rožnovském panství. – *Valašsko*, 2, 3, 7–11.
- Polách, M. (2008). Hydrotermální mineralizace ve východní části Moravskoslezských Beskyd (Vnější Západní Karpaty). – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého. Olomouc.
- Schwoy, F. J. (1794). *Topographie vom Markgraftum Mähren*. – J. Hraschanky. Wien. 631 s.
- Středovský, J. J. (2002). *Apographa Moravica sive. X. Liber fragmentorum*. – *Archeologie Moravy a Slezska*, 2, 72–79.
- Štěpán, V. (1986). Legendy a skutečnost o nerostném bohatství Hostýnských vrchů. – *Zpravodaj Muzea Kroměřížska*, 1986, 2, 14–19.
- Uhlíř, D., Dolníček, Z., Kolbinger, D. (2011). Rekognoskace a šlichová prospekce terénních pozůstatků po možné těžbě nerostných surovin na Hostýně (Hostýnské vrchy). – *Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae*, 1, 47–60.
- Wolny, G. (1835). *Die Markgrafschaft Mähren, topographisch, statistisch und historisch geschildert*. I. Band, Prerauer Kreis. – L. W. Seidel'schen Buchhandlung. Brno. 486 s.
- Zahálka, B. (1927). Geologie moravských Beskyd v okolí Rožnova pod Radhoštěm. – *Sborník Státního geologického ústavu Československé republiky*, 7, 1–50.