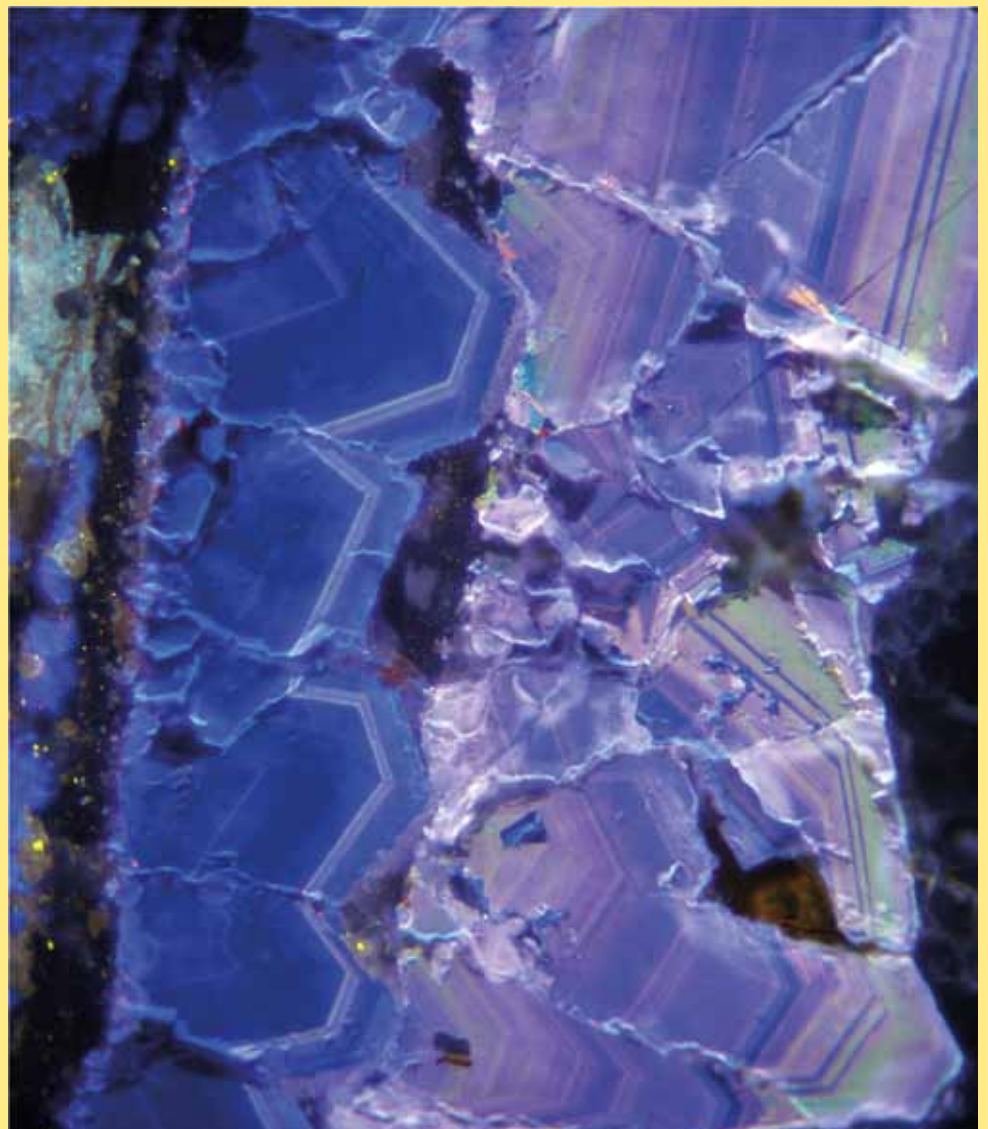


# ***GEOLOGICKÉ VÝZKUMY*** *na Moravě a ve Slezsku*

---

## ***GEOLOGICAL RESEARCH*** *in Moravia and Silesia*



kenozoikum

mezozoikum

paleozoikum

krystalinikum

aplikovaná geologie

XIX. ročník/2012/1–2

BRNO 2012



Ulomený krápník s vyhojením křehké deformace růstem nového sintru, jeskyně Za hájovnou, Javoříčský kras. Foto O. Bábek, 2012.



Páskované granity dyjského batolitu – nápadně heterogenní hornina žilného A-typového granátického granitu z lokality Havraníky. Žíly jsou charakteristické páskováním UST krystalů křemene, Kfs a Pl a jemnozrnného aplitu. V některých částech žíla přechází do hrubozrnného pegmatitu. Granát v podobě pásků lemuje UST zóny. Obsah granátu slábne směrem ke zmožujícím se páskům biotitu. Foto Sven Höinig, 2012



Miaroly ve struktuře meteoritu Stannern vyplněné rudními minerály (ilmenit, chromit), ve zkřížených nikolech, zvětšeno 10x. Foto Z. Losos, M. Šimčíková, 2011.



Relikt amfibolu v serpentinizovaném peridotitu z lokality Smrček (u Bystřice nad Perštejnem) ve svrateckém krystaliniku, zkřížené nikoly. Delší strana fotografie má délku 1,1 mm. Foto D. Buriánek, 2012.



Facies skeletálních kalciturbiditů – vápenec typu grainstone s hojnými jednodukovými foraminiferami a peloidy, PPL. Líšeňské souvrství, hádsko-říčské vápence, devon, nejsvrchnější famen, zóna spodní *Siphonodella praesulcata*. „Čistá“ karbonátová facie líšeňského souvrství nesoucí velmi nízký gamaspektrometrický a magnetosusceptibilní signál. Brno-Líšeň, Lesní lom. Velikost delší strany fotografie je 5 mm. Foto Tomáš Kumpan, 2012.

Snímek na 1. straně obálky: Růstově zonální fluorit z křemen-fluoritové žíly z Krásna (snímek ze studené optické katodové luminescence, velikost delší strany fotografie je 5 mm). Foto Z. Dolníček, 2011.

**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, pob. Brno,  
 Leitnerova 22, 658 69 Brno,  
 e-mail: helena.gilikova@geology.cz,  
 tel.: +420 543 429 233

**Redakční rada:**

David Buriánek, ČGS  
 Helena Gilíková, ČGS  
 Martin Ivanov, ÚGV MU  
 Karel Kirchner, ÚG AV ČR  
 Zdeněk Losos, ÚGV MU  
 Martin Netoušek, ČMŠ a. s.  
 Marek Slobodník, ÚGV MU  
 Pavla Tomanová Petrová, ČGS  
 Jan Zapletal, PŘF UP

Vydává Masarykova univerzita,  
 Žerotínovo nám. 9, 601 77 Brno  
 IČ: 00216224  
 Vychází dvakrát ročně,  
 toto číslo vychází 25. 9. 2011  
 v nákladu 120 výtisků

**Sazba a technická redakce:**

Pavel Klímek, Helena Gilíková

**Jazyková úprava:**

Jiřina Novotná, Miroslav Bubík

**Zpracování pro tisk:**

Adobe InDesign CS5.1  
 Adobe Photoshop CS5.1

**Tisk:**

TDV – Vladimír Dilhof  
 Vídeňská 80, 639 00 Brno

Časopis je evidován MK ČR  
 pod č. E 19837  
 ISSN 1212-6209

© 2012 Masarykova univerzita

Časopis Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku (GVMS) je recenzovaným periodikem zařazeným do národní databáze pro vědu a výzkum a publikované články jsou uznávaným vědeckým výstupem.

Zaměření GVMS spočívá v publikování průběžných zjištění a faktů, nových dat z nejrůznějších geologických disciplín a jejich základní interpretace. Cílem publikace je rychlé informování geologické veřejnosti o nových výzkumech, objevech a pokroku řešených projektů a jejich dílčích závěrech. Články ve formátu \*.pdf jsou dostupné na adrese:  
<http://www.sci.muni.cz/gap/casop/>

18. ročník, č. 2 obsahuje články z oblasti klasických geologických disciplín a z různých geologických útvarů, včetně interdisciplinárních témat, modelování, studia environmentálních aspektů a rizik.

**Sestavili:**

Marek Slobodník, David Buriánek, Helena Gilíková, Martin Ivanov, Zdeněk Losos, Pavla Tomanová Petrová.

**Na vydání čísla se podíleli:**

Ústav geologických věd PŘF, Masarykova univerzita  
 Česká geologická služba, pobočka Brno  
 Českomoravský štěrk, a. s.

**Redakční posouzení, recenzenti:**

Doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc., Dr. Kamil Zágoršek, RNDr. Zuzana Skácelová, Mgr. Radek Vodrážka, Doc. RNDr. Jindřich Štelcl, CSc., Mgr. Petr Špaček, Ph.D., Mgr. Lenka Lisá, Ph.D., RNDr. Marianna Kováčová, Ph.D., Prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc., Mgr. Vojtěch Erban, RNDr. Nela Doláková, CSc., RNDr. Petr Dobeš, Mgr. Jan Cempírek, Ph.D., RNDr. Peter Pálenský, Mgr. Jan Vít, Dr., Doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr., Doc. RNDr. Rostislav Melichar, Ph.D., Prof. RNDr. Antonín Přichystal, CSc., RNDr. Stanislav Houzar, Ph.D., Prof. RNDr. Bohuslav Fojt, CSc., Doc. RNDr. Jaromír Leichmann, Ph.D., Doc. RNDr. Josef Zeman, CSc., Doc. RNDr. Jindřich Hladil, CSc., Mgr. Josef Havíř, Dr., RNDr. Jiří Zachariáš, Dr., RNDr. Václav Vávra, Ph.D., Mgr. Zdeněk Máčka, Ph.D., RNDr. Jiří Otava, CSc., Doc. RNDr. Miroslava Gregerová, CSc., Doc. Ing. Jiří Faimon, Dr., Doc. Ing. Petr Skupien, Ph.D., RNDr. Karel Malý, Ph.D., Mgr. Dalibor Všianský, Mgr. Eva Kryštofová, RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

## AUTORSKÝ REJSTŘÍK

### Index of Authors

Bábek, Ondřej .....	92, 104	Mackovčín, Peter .....	11
Baldík, Vít .....	96	Malý, Karel .....	186, 190
Blecha, Martin .....	169	Mandovec, Václav .....	154
Brauckmann, Carsten .....	125	Matýšek, Dalibor .....	88
Bubík, Miroslav .....	77, 88	Mikulík, Marek .....	30
Buriánek, David .....	145	Novosád, Tomáš .....	141
Cícha, Jaroslav .....	158	Nehyba, Slavomír .....	30, 36
Czudek, Tadeáš .....	7	Nývtová Fišáková, Miriam .....	63
Demek, Jaromír .....	11	Otava, Jiří .....	96
Dolníček, Zdeněk .....	84, 137, 162, 186, 190	Pazdírková, Jana .....	180, 183
Donocik, Roman .....	205	Pecka, Tomáš .....	42
Drápalová, Radka .....	48	Podhrázská, Jana .....	169
Dreslerová, Gabriela .....	63	Pořádek, Přemysl .....	158
Faimon, Jiří .....	169, 195	Potočková, Tereza .....	162
Faměra, Martin .....	92	Poukarová, Hedvika .....	125
Galia, Tomáš .....	53	Prokop, Jiří .....	109
Gilíková, Helena .....	96, 114	Přichystal, Antonín .....	48, 109
Gregerová, Miroslava .....	172	Rak, Štěpán .....	125
Grigelová, Andrea .....	26	René, Miloš .....	137
Hanáček, Martin .....	17	Rez, Jiří .....	96
Havíř, Josef .....	180, 183	Sivek, Martin .....	67, 72, 118, 121
Hönig, Sven .....	141	Slavík, Petr .....	11
Houzar, Stanislav .....	145, 162	Slobodník, Marek .....	158
Hradecký, Jan .....	53	Sýkorová, Zdeňka .....	180, 183
Hubatka, František .....	30	Šešulka, Vojtěch .....	48
Hýlová, Lada .....	118, 121	Šimčíková, Magdalena .....	199
Hrdličková, Kristýna .....	114	Šimůnek, Zbyněk .....	114
Iršová, Barbora .....	150	Škarpich, Václav .....	53
Ivanov, Martin .....	63	Štelcl, Jindřich .....	205
Janičková, Kateřina .....	186	Tomašíková, Tereza .....	59
Jašková, Vladimíra .....	36	Tomica, Aleš .....	92
Jirásek, Jakub .....	67, 72, 118, 121	Uhlířová, Hana .....	63
Juráček, Jan .....	82	Urubek, Tomáš .....	84
Kalvoda, Jiří .....	104, 125	Vebr, Lukáš .....	118, 121
Kapusta, Jaroslav .....	190	Vodehnal, Ondřej .....	92
Kumpan, Tomáš .....	104	Všianský, Dalibor .....	48, 172
Kurdíková, Ludmila .....	172	Weiner, Tomáš .....	125
Lendáková, Zuzana .....	26	Wlosok, Jiří .....	67, 72
Lang, Marek .....	195	Zágoršek, Kamil .....	59
Leichmann, Jaromír .....	141	Zimák, Jiří .....	130, 134, 150, 166, 205, 208
Losos, Zdeněk .....	109, 154		

## OBSAH

## CONTENTS

KENOZOIKUM  
*Cenozoic*

## Dvě úrovně kvartérního pedimentu ve Slavkově u Brna, Středomoravské Karpaty

*Two levels of Quaternary pediment at Slavkov u Brna, Central Moravian Carpathians*

Tadeáš Czudek ..... 7

## Hodnocení rizik dopadu projektů těžby uhlí na reliéf Moravsko-slezských Karpat v České republice: případová inženýrsko-geomorfologická studie dobývacího prostoru Trojanovice

*Estimation of risks of coal mining projects on relief of the Moravian-Silesian Carpathians in the Czech Republic: an engineering geomorphological case study of the Trojanovice mining area*

Jaromír Demek, Peter Mackovčín, Petr Slavík ..... 11

## Glacifluviální výplavová plošina u Kolnovic a její srovnání s terminoglaciací mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou u Jeseníku

*Glaciofluvial outwash plain at Kolnovice compared with terminoglacial fans between Sokol Ridge and Zlaté Hory Highlands near the Jeseník town*

Martin Hanáček ..... 17

## Fosfátová analýza sedimentu z archeologické lokality Olomouc-Nemilany

*Phosphate analysis of sediment from the archaeological site Olomouc-Nemilany*

Zuzana Lendáková, Andrea Grigelová ..... 26

## Sedimentárně-geologické studium vybraných kvartérních sedimentů v okolí Brněnské přehrady

*Sedimentological study of the selected Quaternary deposits in the area of the Brno dam*

Marek Mikulík, Slavomír Nehyba,

František Hubatka ..... 30

## Výsledky vrtného průzkumu na lokalitě Hluchov (sedimenty spodního badenu karpatské předhlubně)

*Results of the drilling survey on the Hluchov locality (Lower Badenian, Carpathian Foredeep)*

Slavomír Nehyba, Vladimíra Jašková ..... 36

## Zaniklé cihelny a významné sprašové odkryvy na listu Brno-sever

*Abandoned brickyards and significant loess sections on the Brno-North map sheet*

Tomáš Pecka ..... 42

## Nové poznatky o neovulkanitu v Pohoří u Oder (okres Nový Jičín)

*New knowledge about a neovolcanic rock at Pohoř near Odry (district Nový Jičín)*

Vojtěch Šešulka, Radka Drápalová,

Antonín Přichystal, Dalibor Všianský ..... 48

## Podmínky transportu a akumulace sedimentů v člověkem ovlivněných korytech beskydských toků: příkladová studie soutoku řeky Morávky a Mohelnice

*Conditions of sediment transport and accumulation in man-affected Beskydian rivers: case study of the Morávka and Mohelnice rivers confluence*

Václav Škarpich, Tomáš Galia, Jan Hradecký ..... 53

## Mechovky z lokality Židlochovice

*Bryozoa from the locality Židlochovice*

Tereza Tomašíková, Kamil Zágoršek ..... 59

## Osteologický výzkum materiálu z Pohanska – Jižního předhradí (1991–1994): srovnání s raně středověkými lokalitami

*Osteological research on material from Pohansko – Southern Bailey (1991–1994): Comparison with the early medieval sites*

Hana Uhlířová, Gabriela Dreslerová,

Miriam Nývltová Fišáková, Martin Ivanov ..... 63

## Metodika sestavení mapy mocností autochtonního badenského pokryvu na území české části hornoslezské a opavské pánve

*The methodology of compilation of the map of thickness of the autochthonous Badenian cover in the Czech part of the Upper Silesian Basin and the Opava Basin*

Jiří Włosok, Jakub Jirásek, Martin Sivek ..... 67

## Metodika sestavení mapy mocností sedimentů autochtonního karpatského pánve a blízkého okolí a některé její problémy

*The methodology of construction of the map of thickness of autochthonous sediments of the Carpathian in area of the Czech part of the Upper Silesian Basin and neighbour areas and some of its problems*

Jiří Włosok, Jakub Jirásek, Martin Sivek ..... 72

MEZOZOIKUM  
*Mesozoic*

## Geologické výsledky dokumentace zářezů na stavbě silnice R48 mezi Rychalticemi a Frýdkem-Místkem

*Geological results of documentation of the R48 road construction between Rychaltice and Frýdek-Místek*

Miroslav Bubík ..... 77

## Křídové sedimenty u Přibyslavi

*Cretaceous deposits near Přibyslav*

Jan Juráček ..... 82

**Ferrierit-Mg z kalcitové žíly v monchiquitu na lokalitě Žilina u Nového Jičína (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty)**

*Ferrierite-Mg from calcite vein hosted by monchiquite at Žilina near Nový Jičín (Silesian Unit, Outer Western Carpathians)*

Tomáš Urubek, Zdeněk Dolníček ..... 84

**Fosfát a pelokarbonát z pelitů podslezské jednotky na stavbě silnice R48 u Frýdku-Místku, Česká republika**  
*Phosphate and pelocarbonate from pelitic rocks of the Subsilesian Unit at the R48 road constructions near Frýdek-Místek, Czech Republic*

Dalibor Matýšek, Miroslav Bubík ..... 88

### PALEOZOIKUM *Paleozoic*

**Geofyzikální mapování krasových struktur metodou multielektrodového odporového profilování: jeskyně Za hájovnou, Javoříčský kras**

*Geophysical mapping of karst structures using multi-electrode resistivity surveys; example from „Za hájovnou“ Cave, Javoříčko Karst*

Ondřej Bábek, Ondřej Vodehnal,  
Martin Faměra, Aleš Tomica ..... 92

**Revize geologické dokumentace štol ve Křtinském údolí, Moravský kras**

*Revision of the geological documentation in the Křtiny Valley adits, Moravian Karst*

Vít Baldík, Jiří Rez, Jiří Otava, Helena Gilíková ..... 96

**Petrofyzikální charakteristika hraničního intervalu devonu a karbonu v Moravském krasu**

*Petrophysical signature of the Devonian/Carboniferous boundary interval in the Moravian Karst*

Tomáš Kumpan, Ondřej Bábek, Jiří Kalvoda ..... 104

**Chemické složení turmalínu z hydrotermálně alterovaných vulkanitů u obce Hlásnice v jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu**

*Chemical composition of tourmaline from hydrothermal altered volcanic rocks in the neighbourhood of Hlásnice village in the southern part of the Šternberk-Horní Benešov Belt*

Jiří Prokop, Zdeněk Losos, Antonín Přichystal ..... 109

**Nové fytopaleontologické nálezy v permu boskovické pánve u Veverské Bítýšky**

*A new palaeobotanical research in the Permian of the Boskovice Basin near Veverská Bítýška*

Zbyněk Šimůnek, Helena Gilíková,  
Kristýna Hrdličková ..... 114

**Mocnost spodních hrušovských vrstev (namur) v české části hornoslezské pánve**

*Thickness of the Lower Hrušov Member (Namurian) in the Czech Part of the Upper Silesian Basin*

Lukáš Vebr, Jakub Jirásek, Lada Hýlová,  
Martin Sivek ..... 118

**Uhlonosnost spodních hrušovských vrstev (namur) v české části hornoslezské pánve**

*Coal-bearing Capacity of the Lower Hrušov Member (Namurian) in the Czech Part of the Upper Silesian Basin*

Lukáš Vebr, Jakub Jirásek, Lada Hýlová,  
Martin Sivek ..... 121

**Preliminary report on the new findings of Mississippian trilobites in the Březina Formation (Moravian Karst, Czech Republic)**

Tomáš Weiner, Carsten Brauckmann,  
Hedvika Poukarová, Štěpán Rak, Jiří Kalvoda ..... 125

**Přirozená radioaktivita kulmských sedimentů na východním okraji Českého masivu**

*Natural radioactivity of Upper Devonian – Lower Carboniferous siliciclastic flysch formations on the eastern margin of the Bohemian Massif*

Jiří Zimák ..... 130

**Uran v karbonátových horninách východního okraje Českého masivu**

*Uranium in carbonate rocks of the eastern margin of the Bohemian Massif*

Jiří Zimák ..... 134

### KRYSTALINIKUM *Crystalline complex*

**Doklad aktivity nízkoteplotních Ca-Na-Cl solanek ve feldspatizovaných granitech živcového ložiska Krásno (masiv Krudum)**

*Evidence for activity of low-temperature Ca-Na-Cl brines in feldspathitized granites of the feldspar deposit near Krásno (Krudum granite body)*

Zdeněk Dolníček, Miloš René ..... 137

**Granátické páskované anorogenní granity a pegmatity suity Hlína v brunovistuliku – textury a plošné rozšíření**  
*Garnet-bearing layered anorogenous granites and pegmatites of the Hlína Suite inside the Brunovistulicum – structures and field occurrences*

Sven Hönig, Jaromír Leichmann,  
Tomáš Novosád ..... 141

- Chloritický hornblendit s olivínem a spinelem z Loukovice u Moravských Budějovic (moldanubikum, západní Morava)**  
*Olivine- and spinel-bearing chlorite hornblendite from Loukovice near Moravské Budějovice (Moldanubicum, western Moravia)*  
 Stanislav Houzar, David Buriánek ..... 145
- Mineralogie dvou typů železných rud z historických ložisek na Rudné hoře u Vernířovic v Hrubém Jeseníku**  
*Mineralogy of two types of iron ores from historical deposits at the Rudná hora Mount near Vernířovice in the Hrubý Jeseník Mts.*  
 Barbora Iršová, Jiří Zimák ..... 150
- Barnaté živce z pyrrhotinového zrudnění v Bušíně**  
*Barium feldspars of pyrrhotite ore from Bušín*  
 Václav Mandovec, Zdeněk Losos ..... 154
- Typy fluid v křišťálech z křemenné žíly od Hutí u Bechyně**  
*Fluid types in rock crystals from quartz vein close to Hutě near Bechyně*  
 Přemysl Pořádek, Marek Slobodník, Jaroslav Cícha ..... 158
- Původ fluid primární zlatonosné mineralizace v Horách u Předína (západní Morava)**  
*Origin of fluids of primary auriferous mineralization at Hory near Předín (western Moravia)*  
 Tereza Potočková, Zdeněk Dolníček, Stanislav Houzar ..... 162
- Anomálně vysoké obsahy uranu v taktitech a reakčních skarnech pláště žulovského masivu**  
*Anomalously high uranium contents in tactites and reaction skarns of the Žulová Massif mantle*  
 Jiří Zimák ..... 166
- APLIKOVANÁ GEOLOGIE**  
*Applied geology*
- Toky CO<sub>2</sub> z krasových půd do vnější atmosféry**  
*CO<sub>2</sub> fluxes from karst soils into external atmosphere*  
 Martin Blecha, Jiří Faimon, Jana Podhrázká ..... 169
- Korelace velkomoravských malt, nedopalu a vápenců z lokality Břeclav-Pohansko s vápenci vytipované provenience**  
*Correlation of Great Moravian mortars, underburned limestones and limestones from the Břeclav-Pohansko site with limestones of various provenience*  
 Miroslava Gregerová, Dalibor Všianský, Ludmila Kurdíková ..... 172
- Zvýšená seismická aktivita v epicentrální oblasti Lašfany (střední Morava)**  
*Increased seismic activity in the epicentral area Lašfany (central Moravia)*  
 Josef Havíř, Jana Pazdírková, Zdeňka Sýkorová ..... 180
- Výjimečné zemětřesení jv. od Poznaň (Polsko) zaznamenané 6. 1. 2012**  
*Rare earthquake SE of Poznań (Poland) recorded 6. 1. 2012*  
 Josef Havíř, Jana Pazdírková, Zdeňka Sýkorová ..... 183
- Fázové složení strusek po tavbě stříbrných rud na Havlíčkověbrodu**  
*Phase composition of slags produced by silver metallurgy in the Havlíčkův Brod Ore District*  
 Kateřina Janíčková, Zdeněk Dolníček, Karel Malý ..... 186
- Fázové složení středověkých strusek po tavbě Pb-Ag rud z hutnického areálu Plandry u Jihlavy**  
*Phase composition of Medieval slags after smelting of Pb-Ag ores from the metallurgical complex Plandry near Jihlava*  
 Jaroslav Kapusta, Zdeněk Dolníček, Karel Malý ..... 190
- Nestabilita proudění vzduchu v dynamické Císařské jeskyni (Moravský kras)**  
*Airflow instability in dynamic Císařská Cave (Moravian Karst)*  
 Marek Lang, Jiří Faimon ..... 195
- Extraterrestrické bazalty NWA 5235 a HaH 286 a jejich porovnání s moravským meteoritem Stonařov**  
*Extraterrestrial basalts NWA 5235 and HaH 286 and comparison with Moravian meteorite Stannern*  
 Magdalena Šimčíková ..... 199
- Alkálie v karbonátových horninách macošského a líšeňského souvrství ve velkolomu Mokrý (Moravský kras)**  
*Alkaline elements in carbonate rocks of the Macocha and Líšeň Formations in the Mokrý quarry (Moravian Karst)*  
 Jindřich Štelcl, Jiří Zimák, Roman Donocik ..... 205
- Vliv těžby uranu na životní prostředí – radioaktivita fluviálních sedimentů a haldového materiálu v prostoru ložiska Zálesí v Rychlebských Horách**  
*Influence of uranium mining on the environment – radioactivity of stream sediments and dump material in the area around the deposit Zálesí in the Rychlebské hory Mts.*  
 Jiří Zimák ..... 208

# DVĚ ÚROVNĚ KVARTÉRNÍHO PEDIMENTU VE SLAVKOVĚ U BRNA, STŘEDOMORAVSKÉ KARPATY

Two levels of Quaternary pediment at Slavkov u Brna, Central Moravian Carpathians

Tadeáš Czudek

Čápkova 19, 602 00 Brno; e-mail: tadeasczudek@volny.cz

(24-43 Šlapanice)

**Key words:** Quaternary pediment levels, backwearing, downwearing

## Abstract

Quaternary pediment at Slavkov u Brna (Austerlitz), Central Moravian Carpathians developed in periglacial environment of the Late Pleistocene. The origin of dells (Hangdellen) is responsible for the backwearing of the northern valley side of the Litava River, the downwearing (lateral erosion), for the development of the lower part of the pediment. The pediment is also shaped at present mainly during snow and frozen ground thawing at the winter-spring transition as well as heavy summer rains.

## Úvod

V letech 2010–2011 jsem prováděl geomorfologický výzkum malého, ale zajímavého území města Slavkova u Brna a jeho nejbližšího okolí. Území je mimo jiné zajímavé tím, že při úpatí pravého svahu údolí řeky Litavy se vyskytuje poměrně rozsáhlá erozní úpatní plocha. Základní makroroviny reliéfu krajiny jsou v širším okolí Slavkova u Brna v jižní části území tvořené plochým reliéfem Ždánického lesa na flyši ždánické jednotky vnější skupiny karpatských příkrovů s výrazně vyvinutými erozně-denničními plošinami, širokými hřbety a rozevřenými údolními a obdobnými tvary georeliéfu na miocenních sedimentech karpatské předhlubně Litenčické pahorkatiny v severní části území. Obě geomorfologické jednotky odděluje řeka Litava. Krajinou dominantou je strukturní hřbet Urban (360,6 m) na lithothamniových vápencích spodního badenu. Studovaná lokalita a její blízké okolí je tvořeno vrstevnatými jíly (šlírý), jílovci, jemnými písky, podřadně jemnozrnnými pískovci karpátu (Stráník 1985). Blízké tektonické nasunutí ždánické jednotky způsobilo úklon vrstev karpátu až na 35°, popř. i více. Kvartérní sedimenty širšího okolí popsali Zeman et al. (1980), na něž odkazují.

## Úpatní plocha

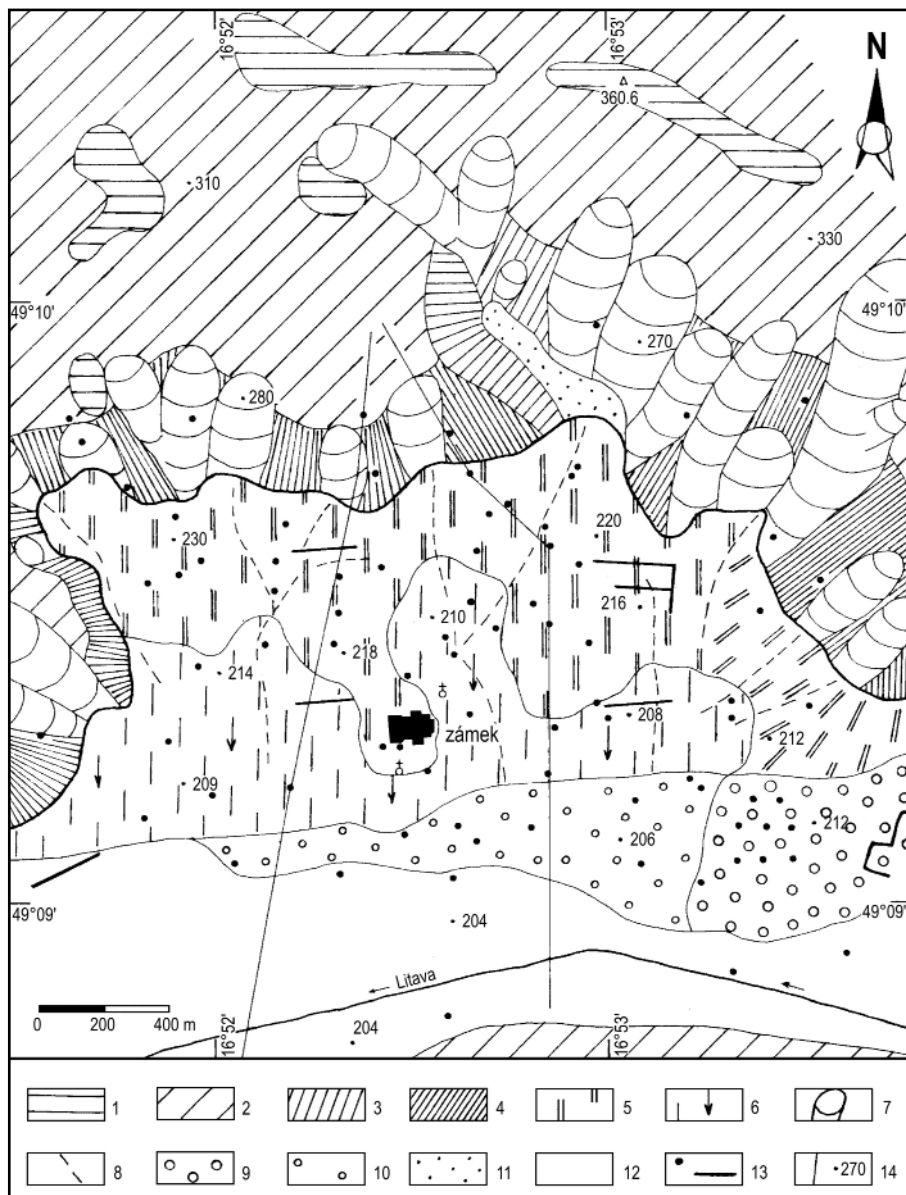
Při úpatí pravého údolního svahu Litavy (svahu Litenčické pahorkatiny) je ve Slavkově u Brna až 1,0 km široká a od západu k východu 2,50 km dlouhá, celkově mírně k J (k údolnímu dnu řeky Litavy) ukloněná plocha (obr. 1). Jen v nejuvýchodnější části Slavkova u Brna se tato plocha sklání od v. úseku zadního svahu pozvolna k jihozápadu. Úpatní plocha se skládá ze dvou morfologicky odlišných částí – horní a dolní, v nichž se odráží jejich odlišná geneze a doba vzniku (obr. 2, 3). Její horní část má místy při úpatí zadního svahu sklon až 7°, ve své dolní části do 1°, dolní část sklon jen 0,5–2,0°. Horní část úpatní plochy je výškově

vázána na 14metrovou terasu Litavy (viz v. část obr. 1), dolní část přechází často plynule do nižší, 4–6 m vysoké terasy této řeky. Na úpatní ploše jsou plochá, suchá údolí typu úpadů (Dellen), která v její dolní části dosahují šířky až několika stovek metrů a hloubky do 2–4 m. Poměrně velký počet dokumentačních bodů (odkrytů pro základy budov, kopaných sond, vrtů, rýh dlouhých až několik stovek metrů apod.) ukázal, že v horní části úpatní plochy vystupují pod půdním horizontem (černošedá silně jílovitá, zčásti přemístěná holocenní půda) většinou v malé hloubce pod povrchem terénu jen okolo 0,40–1,20 m přímo podložní vápnité jíly nebo jemné písky spodního miocénu (karpátu). Přitom sklon vrstev je vždy větší než sklon povrchu terénu. Jedná se tedy jednoznačně o erozní úpatní plochu, která ve své dolní, méně skloněné části má v kontaktní zóně na styku s nízkou (4–6 m vysokou) terasou Litavy mocnost pokryvu svahových sedimentů (jíly, jemné písky, sprašové hlíny) nezřídka i větší než 2,00 m. Na velké části i této úpatní plochy však vystupuje pod půdním horizontem přímo skalní podloží a ani přímo při úpatí zadního svahu není žádná koluviální akumulace. Mírnou izolovanou elevací tvoří místo slavkovského zámku, která výškově odpovídá vyšší úpatní ploše. Tato elevace není litologicky podmíněná.

## Zadní svah

Zadní svah úpatní plochy ve Slavkově u Brna má ve v. části území v krátkém úseku směr JV–SZ, výšku 20–40 m a sklon převážně jen do 6°. V sv. okolí Slavkova u Brna se ostře stáčí k západu. V tomto úseku má výšku do 50–60 m a sklon do 10–14°. Jeho ostré úpatí není přímočaré, ale zvlněné, a to zejména v severní části ulice Tyršovy, kde výrazně zabíhá do bezejmenného údolí. Toto 30–40 m hluboké údolí je po většinu doby v roce suché a vede jím silnice do Rousínova. Zároveň je výškově asymetrické a jeho dno vyúsťuje na úpatní plochu, se kterou morfolo-





Obr. 1: Geomorfologická mapa území Slavkova u Brna. 1 – zbytky třetihorního zarovnaného povrchu (plošiny a široce zaoblené hřbety), 2 – mírné svahy (do 8°), 3 – příkré svahy (do 15°) suchého údolí podél silnice Slavkov u Brna – Rousínov, 4 – zadní svah pedimentu, 5 – vyšší část pedimentu, 6 – nižší část pedimentu, 7 – svahové úpady, 8 – osy den údolí a úpadů na pedimentech, 9 – vyšší terasa řeky Litavy (svrchní pleistocén?), 10 – nižší terasa řeky Litavy (svrchní pleistocén), 11 – dno suchého údolí podél silnice Slavkov u Brna – Rousínov, 12 – údolní niva řeky Litavy, 13 – kované sondy, vrty, rýhy, 14 – geologické profily a výškové body.

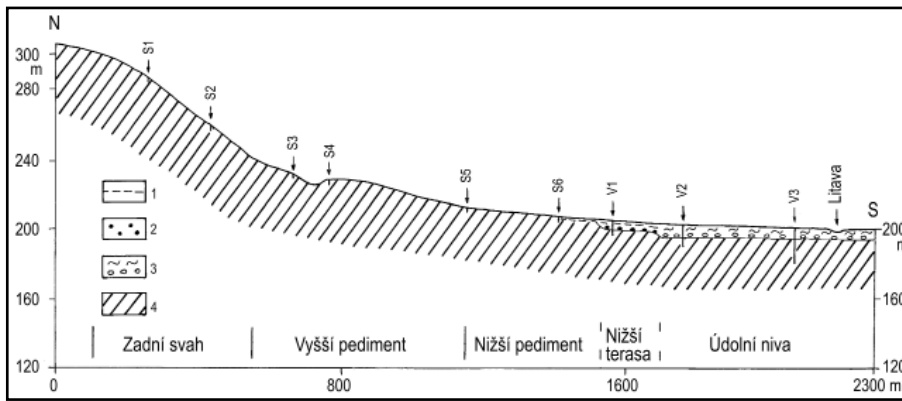
Fig. 1: Geomorphological map of the territory of the town Slavkov u Brna. 1 – remnants of the Tertiary planation surface, 2 – low angled slopes (up to 8°), 3 – steep slopes (up to 15°) of the dry valley along the road Slavkov u Brna – Rousínov, 4 – backslope of the pediment, 5 – upper part of the pediment, 6 – lower part of the pediment, 7 – slope dells (Hangdellen), 8 – axis of the valleys and dells on the pediment, 9 – higher terrace of the Litava River (Late Pleistocene?), 10 – lower terrace of the Litava River (Late Pleistocene), 11 – bottom of the dry valley along the road Slavkov u Brna – Rousínov, 12 – floodplain of the Litava River, 13 – test pits, boreholes, trenches, 14 – geological profiles and elevation points.

gicky splývá. Kromě tohoto suchého údolí je zadní svah úpatní plochy rozřezán velmi hustou sítí většinou 5–15 m hlubokých a do 250 m širokých úvalovitých svahových úpadů (obr. 1). Povrch svahu je nerovný, porušený i malými, v době výzkumu v roce 2011 stabilizovanými sesuvy. Poblíž místa vyústění uvedeného bezejmenného suchého údolí je jeho levý svah dvoustupňový. Nižší jeho část je od vyšší části oddělena výrazným sedlem a jakoby vysunuta k jihu. Zatím nelze dokázat, zda jde o fosilní kerný sesuv větších rozměrů nebo o vývoj zadního svahu během jeho ustupování. Zhruba v sz. části golfového hřiště se zadní svah úpatní plochy stáčí ostře k jihu a jeho výška se zmenšuje (20–30 m a sklon na 8–10°). I na této části svahu jsou mělké, suché úvalovité svahové úpady, avšak méně časté než v předchozím (Z–V) úseku. Celkově je hustota svahových úpadů v místě studované úpatní plochy výrazně větší než v úseku pravého údolního svahu Litavy z. a v. od Slavkova u Brna. Svah nevykazuje žádné morfologické známky zlomového svahu.

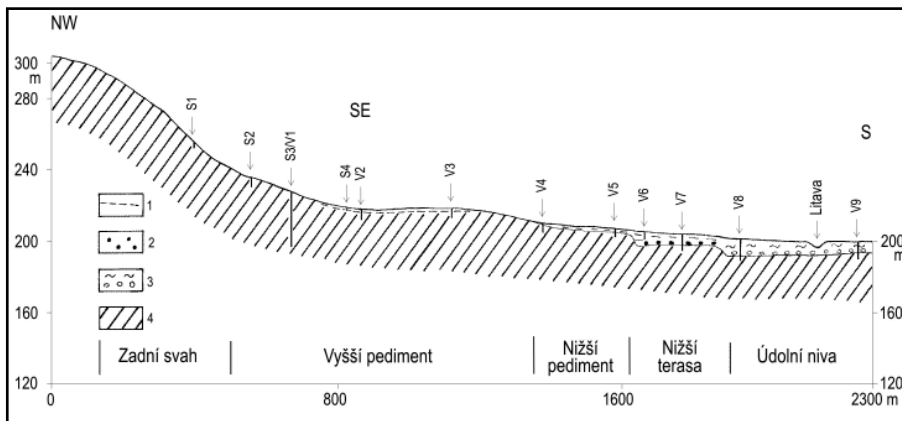
Zadní svah úpatní plochy je tvořen, stejně jako celá úpatní plocha, málo odolnými sedimenty (jíly a jemné

písky, podřadně jemnozrnné pískovce karpátu – Stráník ed. 1985). To je

jasným důkazem toho, že úpatní plocha není litologicky podmíněná. Pod půdním horizontem a jen 0,20–0,40 m mocnou polohou koluviálních sedimentů vystupuje na něm přímo podloží in situ. Obloukovitý průběh svahu nelze ve studovaném území vysvětlit ani litologickými, ani tektonickými vlivy. Jeho celková morfologie ukazuje, že je způsobena erozními geomorfologickými procesy, které vedly k jeho ustupování a tím ke vzniku pedimentu. Ustupování svahu způsobil v daném případě hlavně vývoj mnohých, hustě vedle sebe vznikajících svahových úpadů na zmrzlém nepropustném podloží jílu a jemných písků s ojedinělými polohami jemnozrnných pískovců, tedy málo odolných sedimentech neogénu (karpátu). K tomu přispívaly sesuvy a i boční eroze zejména dnes suchého údolí, kterým vede silnice ze Slavkova u Brna do Rousínova. Nejintenzivnější geomorfologické procesy vedoucí k ustupování zadního svahu a tím k vývoji pedimentu při jeho úpatí probíhaly v kataglaciálních fázích periglaciál-



Obr. 2: Západní části kvartérního pedimentu ve Slavkově u Brna. Vysvětlivky viz obr. 3.  
 Fig. 2: Western part of the Quaternary pediment at Slavkov u Brna. See Fig. 3 for explanations.



Obr. 3: Východní části kvartérního pedimentu ve Slavkově u Brna. 1 – svahové sedimenty – jíly a písky (svrchní pleistocén až holocén), 2 – štěrky a písky nižší fluvialní terasy řeky Litavy (svrchní pleistocén), 3 – povodňové sedimenty (jemný písek, jíly, silt) a štěrky údolní nivy řeky Litavy (svrchní pleistocén až holocén), 4 – „skalní“ podloží (jíly, jílovce, jemné písky, ojediněle pískovec) – spodní miocén, karpát. S1–S4 kopané sondy, V1–V9 vrty.

Fig. 3: Eastern part of the Quaternary pediment at Slavkov u Brna. 1 – slope deposits – clay and sand (Late Pleistocene – Holocene), 2 – gravel and sand of the lower fluvial terrace of the Litava River (Late Pleistocene), 3 – overbank deposits (fine sand, clay, silt) and gravel of the floodplain of the Litava River (Late Pleistocene – Holocene), 4 – bedrock (clay claystone, fine sand, sporadic sandstone (Early Miocene, Karpatian). S1–S4 test pits, V1–V9 boreholes.

ního prostředí v době hlubokého tání, resp. degradace permafrostu.

**Fluviální terasy a údolní niva**

Jižně od erozní úpatní plochy je podél řeky Litavy 150–450 m široký pruh téměř rovného terénu průměrně 4–6 m nad řekou (obr. 1). Přechod povrchu úpatní plochy do této nízké svrchnopleistocenní terasy Litavy je tvořen většinou mírným 1–2 m vysokým svahem. Na mnohých místech jde však o zcela plynulý přechod a hranice mezi oběma tvary reliéfu je v hustě zastavěné části města těžko mapovatelná. Malý počet dostupných vrtů ukazuje, že mocnost fluvialních sedimentů široké údolní nivy řeky Litavy dosahuje místy až 6–8 m. Ve východní části území se v místě průmyslové zóny vyskytuje relikv vyšší, zřejmě rovněž svrchnopleistocenní, 14 m vysoké terasy řeky Litavy, který se 6 m vysokým svahem o sklonu 10° ostře stýká s údolní nivou této řeky. Četné vrty, které byly na této terase provedeny, a i bývalý velký odkryv ukázaly, že jde o erozní úroveň na povrchu málo odolných sedimentů kar-

patu bez šterkové akumulace. Tato akumulace se však mohla zachovat lokálně v místech depresí povrchu terénu bývalého údolního dna.

**Vývoj pedimentu**

Protože úpatní plocha ve Slavkově u Brna je tvořena stejnými horninami jako její příkrý zadní svah, není litologicky podmíněná. Nejsou také geologické ani geomorfologické doklady, že by se jednalo o tektonicky pokleslé území. Morfologie zadního svahu, zejména jeho zvlněné úpatí v málo odolných sedimentech, neukazuje na laterální erozi řeky Litavy, ale na ústup svahu. Otázka geomorfologických procesů, které tento ústup způsobily, spočívá hlavně ve vývoji husté sítě svahových úpadů.

Zatímco ústup pravého údolního svahu Litavy vedl ke vzniku pedimentu, jeho dnešní dvojstupňovitý tvar musíme připsat procesům snižování území shora (Czudek 2011, 2012). Nižší úroveň pedimentu (mezi vyšší částí pedimentu a nízkou terasou řeky Litavy) vznikla vlivem změny klimatických podmínek vedoucích k větší humiditě. Údolí podél silnice Slavkov u Brna – Rousínov

a úpadky se zhloubily do pedimentu a odtok vody zejména v obdobích přívalových dešťů účinkem boční eroze (planace) snížil okrajovou část pedimentu tak, že vznikla jeho nižší úroveň. Tomuto procesu, který probíhal rovněž v periglaciálním prostředí svrchního pleistocénu, napomáhala také geliflukce a plošný splach. Nejlepší podmínky pro takový vývoj reliéfu byly v teplejších klimatických fázích zejména v kataglaciálních obdobích za hlubokého tání, resp. degradace permafrostu, kdy území bylo téměř bez vegetace, resp. vegetace byla ještě slabá. Vývoj pedimentu ve Slavkově u Brna a i pedimentu na blízké lokalitě mezi obcemi Nesovice a Brankovice (Czudek 2008) pokračuje také v současné době, a to hlavně během tání sněhu a zmrzlé půdy koncem zimy a začátkem jara a i v době intenzivních letních dešťů. Dokladem toho byly i vydatné atmosférické srážky 25. května 2010, kdy ze zadního svahu pedimentu a území nad ním voda tekoucí plošně po golfovém hřišti ve Slavkově u Brna podemlela a zničila 1,20 m vysokou a 0,30 m širokou zeď zámeckého parku v délce 62 m.

**Závěr**

1) Vyšší část kvartérního pedimentu ve Slavkově u Brna vznikla v periglaciálních podmínkách svrchního pleistocénu ústupem pravého údolního svahu řeky Litavy hlavně vlivem husté sítě svahových úpadů;

2) Za vznik mladší, nižší části pedimentu na kontaktu s nízkou svrchnopleistocenní říční terasou Litavy je zodpovědná boční eroze plošně tekoucí vody;

3) Za dnešní tvářnost pedimentu je tedy odpovědný jak ústup zadního svahu, tak i snižování povrchu terénu shora;

4) Srovnáme-li příčiny vzniku 18 km vzdáleného kvartérního pedimentu v údolí Litavy mezi obcemi Nesovice a Brankovice (srov. Czudek 2008, Vandenberghe – Czudek 2008) s popsaným pedimentem ve Slavkově u Brna, dojdeme k závěru, že pedimenty vznikají v závislosti na místních geomorfologických (Standortfaktor německých geomorfologů) a klimatických situacích

na různých místech odlišnými hlavními reliéfovými procesy i ve stejném geologickém prostředí, tedy jak rovnoběžným ústupem svahu (backwearing), tak i snižováním území shora (downwearing). Přitom není vyloučeno, že tyto procesy mohly místy probíhat i současně (případ pedimentu na lokalitě Nesovice – Brankovice). Na druhé straně i na jedné a téže lokalitě mohou pedimenty vznikat ve stejných litologicko-geomorfologických podmínkách v různých, zřejmě klimatických (klimato-vegetačních) fázích různými geomorfologickými procesy (případ vyššího a nižšího pleistocenního pedimentu ve Slavkově u Brna). Celkově se však i u nás potvrzuje, že i pleistocenní pedimenty vznikají nejčastěji rovnoběžným ústupem svahů.

**Poděkování**

*Terénní výzkum byl zčásti uskutečněn za finanční podpory Grantové agentury ČR, projekt 205/08/0209.*

**Literatura**

- Czudek, T. (2008): Kryopediment v údolí Litavy východně od Bučovic, Středomoravské Karpaty. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 15, 8–12.
- Czudek, T. (2011): Two different modes of the origin of Pleistocene pediments: An example from the Central Moravian Carpathians, Czech Republic. – Geographia Polonica, 84, Special Issue Part 1, 9–15.
- Czudek, T. (2012): Soft rock pediments in South Moravia, Czech Republic. – Netherlands Journal of Geosciences, 91, 215–222.
- Stráník, Z. (ed.) (1985): Geologická mapa ČR, list 24–43 Šlapanice. – Soubor geologických a účelových map 1 : 50 000, Ústřední ústav geologický.
- Vandenberghe, J. – Czudek, T. (2008): Pleistocene cryopediments on variable terrain. – Permafrost and Periglacial Processes, 19, 1, 71–83.
- Zeman, A. – Havlíček, P. – Minaříková, D. – Růžička, M. – Fejfar, O. (1980): Kvartérní sedimenty střední Moravy. – Sborník geologických věd, Antropozoikum, 13, 37–91.

# HODNOCENÍ RIZIK DOPADU PROJEKTŮ TĚŽBY UHLÍ NA RELIÉF MORAVSKO-SLEZSKÝCH KARPAT V ČESKÉ REPUBLICE: PŘÍPADOVÁ INŽENÝRSKO-GEOMORFOLOGICKÁ STUDIE DOBÝVACÍHO PROSTORU TROJANOVICE

Estimation of risks of coal mining projects on relief of the Moravian-Silesian Carpathians in the Czech Republic: an engineering geomorphological case study the of Trojanovice mining area

Jaromír Demek, Peter Mackovčín, Petr Slavík

Výzkumný ústav Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, v. v. i., Průhonice; e-mail: demekj@seznam.cz

(25-23 Rožnov pod Radhoštěm, 25-21 Nový Jičín)

**Key words:** Moravian-Silesian Carpathians, Trojanovice mining area, impact of coal mining on relief, geohazards, engineering geomorphology

## Abstract

The aim of the paper is prediction and estimation of risks of planned hard coal deep mining in Trojanovice mining area below sensitive young terrain of the Moravian-Silesian Carpathians and impact of mining activities on the relief. The authors carried out detailed geomorphological mapping of the area, compiled digital geomorphological map and 3-D model of geomorphological hazards. The engineering-geomorphological analysis has shown that planned underground mining activities will accelerate geodynamic processes in the area and cause substantial changes of mountain and highland relief.

## Úvod

Autoři prezentují výsledky inženýrsko-geomorfologického výzkumu dobývacího prostoru černého uhlí Trojanovice v Moravsko-slezských Karpatech s cílem zhodnotit možné dopady projektů dobývání černého uhlí na georeliéf a na rozvoj geohazardů. Dobývací prostor Trojanovice vyhlášený 30. 6. 1989 náleží svojí celkovou plochou 63,17 km<sup>2</sup> mezi největší stanovené dobývací prostory v České republice. Dobývací prostor má zhruba obdélníkový tvar protažený od JZ k SV v okolí Frenštátu pod Radhoštěm (obr. 1). V dobývacím prostoru se nacházejí ložiska Frenštát-západ a Frenštát-východ. Cílem studie bylo na základě geomorfologické analýzy zhodnotit možné dopady plánované hlubinné těžby uhlí na georeliéf a na geomorfologické (zejména katastrofické) pochody v dobývacím prostoru a jeho okolí. Porozumění tvarům zemského povrchu je podstatné pro zabránění potenciálním katastrofám a rizikům spojeným jak s přírodními pochody (geohazardy), tak i s činností lidské společnosti (antropogenní katastrofy). Inženýrská geomorfologie se soustřeďuje na prognózu a hodnocení dopadů technických děl na georeliéf a reliéfově procesy s cílem zajištění optimálních řešení, zabránění potenciálním geohazardům a s tím i zpožděním při výstavbě a finančním vícenákladům (Fookes et al. 2007, Szabó et al. 2010).

## Zkoumané území

Zkoumané území se nachází při okraji karpatské fronty, kde došlo od svrchní křídly do terciéru ke kolizi severního okraje africké desky a eurasijské litosférické desky. Zkoumané území se nachází na území moravskoslezského teránu, složeného ze dvou strukturních pater. Spodní patro tvoří krystalinický komplex (brunovistulikum Dudek 1980, Menčík et al. 1983, Martinec et al. 2008), svrchní variské patro pak zvrásněný a rozlámaný devonsko-karbonský

pokryv (Müller ed. 2001). Během alpínského vrásnění koncem mezozoika a terciéru se na erozí zarovnaný okraj moravskoslezského teránu nasunul okraj panonského bloku. Střížné flyšové příkrovy Vnějších Karpat se ploše nasunuly podél téměř vodorovných násunových ploch (Chlupáč et al. 2002). Vyhodnocení vrtů ukázalo, že mocnost flyšových příkrovů v oblasti dobývacího prostoru Trojanovice dosahuje pod čelním svahem Moravskoslezských Beskyd 850 až 1 200 m. V 80. letech 20. století byly v Trojanovicích vyhloubeny dvě těžní jámy do hloubky přes 1 000 m a vyraženo větrné spojení (Opletal 2008). Nyní jsou těžní jámy zakonzervovány, ale nověji se objevují opět snahy o těžbu černého uhlí a popřípadě těžbu metanu novými technologiemi.

Flyšové příkrovy v dobývacím prostoru náležejí ke slezské a podslezské jednotce vnější skupiny příkrovů Vnějších Západních Karpat s charakteristickým vrstevním sledem (Chlupáč et al. 2002). Godulský příkrov slezské jednotky se přesunul přes podslezskou jednotku a miocenní usazeniny nasedající diskordantně na podložní produktivní karbon.

## Metody

Autoři při výzkumu použili metodu podrobného geomorfologického mapování v terénu, vyhodnocení vrtů a materiálů dálkového průzkumu Země. Informace získané terénním i dálkovým průzkumem byly vizualizovány v barevné digitální geomorfologické mapě území v měřítku 1 : 10 000. Při zpracování digitální mapy byl použit software ArcGIS 9.2 firmy ESRI. Získané údaje jsou uloženy ve 3 vrstvách databáze (areálové, lineární a bodové) ve formátu ESRI (SHP). Dalšími použitými metodami byly strukturně-geomorfologická analýza a inženýrsko-geomorfologická analýza v prostředí GIS.

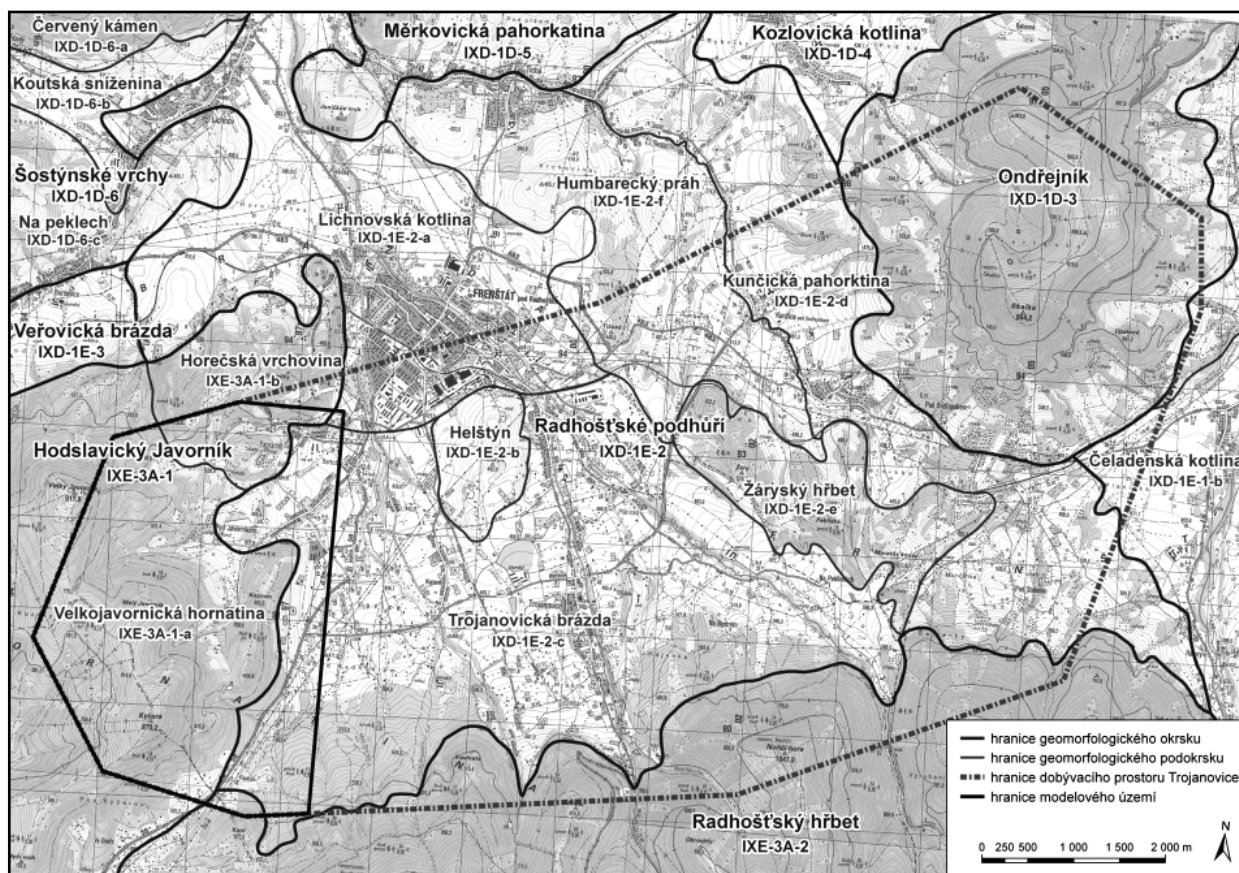
### Geomorfologické poměry

Dobývací prostor Trojanovice zabírá geomorfologicky složitý prostor, který sahá od okraje Moravskoslezských Beskyd na jihozápadě a jihu přes sníženinu Frenštátské brázdy k vrchovině Ondřejníku na severovýchodě (obr. 1). Na jihozápadě dobývací prostor zasahuje do hornatiny Hodslavického Javorníku (okrsek Moravskoslezských Beskyd). Georeliéf východní části tohoto geomorfologického okrsku je výrazně stupňovitý (Janoš, 2004 – obr. 2). V mapovaném území klesá nadmořská výška jednotlivých stupňů od nejvyššího vrcholu Velkého Javorníku (917,8 m) směrem k východu k sedlu Pindula a Frenštátské brázdy. Jednotlivé plošinaté stupně jsou oddělené příkrými svahy (obr. 2). Při úpatí příkrých svahů se často nacházejí pseudokrasové tvary (např. bezodtokové sníženiny, sufózní závrtvy) jako doklady existence hlubokých smykových ploch (obr. 2). Okraje hornatiny rozřezávají hluboká údolí levých přítoků Lubiny. Na údolních svazích jsou četné sesuvy (Žižková – Pánek 2006). Ve své jižní části zasahuje dobývací prostor do Radhošského hřbetu (okrsek Moravskoslezských Beskyd). Příkrý severní svah hřbetu rozřezávají údolí Lubiny a jejích přítoků. Stupně na svahu jsou pokleslé kry středních godulských vrstev. Při úpatí okrajového svahu se vyvinuly pedimenty. Jádru dobývacího prostoru se nachází na území geomorfologického podcelku Frenštátská brázda. Těžní jámy byly vybudovány v geomorfologickém podokrsku Trojanovická brázda, jehož

ploché dno tvoří tři úrovně pedimentů částečně pokryté štěrky náplavových kuželů Lubiny a jejích přítoků. Náplavové kužely splývají v bahadu (Demek et al. 2011). Město Frenštát pod Radhoštěm je postavené na bahadě. Nad městem se nad dno brázdy zvedá suk Helštýnu (482,0 m) kontrolovaný vulkanity. Na východě Trojanovickou brázdou výrazně ohraničují strmé svahy strukturálního podokrsku Žaryského hřbetu. Na svazích hřbetu jsou četné sesuvy, zčásti aktivní. Na severozápadě na Žárský hřbet navazuje méně výrazný Humbarecký práh. Sníženina Kunčická pahorkatiny na východě, odvodňovaná Tichávkou, lemuje jak úpatí Radhošského hřbetu, tak úpatí Ondřejníku. Její dno tvoří jak pedimenty, tak i náplavové kužely splývající v bahadu. Hřbet Ondřejníku dosahující na k. Skalka výšky 964,2 m je výrazným geomorfologickým okrskem Štramberské vrchoviny. Hřbet složený z odolných středních godulských vrstev je rozsednut a postižen řadou geodynamických pochodů (Rybář et al. 2006). Na svazích se nacházejí rozsáhlé sesuvy. V rozsednuté vrcholové části se vyvinuly pseudokrasové tvary (včetně pseudokrasových jeskyní – Hromas (ed.) a kol. 2009).

### Inženýrsko-geomorfologický model deformací georeliéfu ve vztahu k dopadům těžby ložiska Frenštát-západ

Podle výsledků podrobného inženýrsko-geomorfologického mapování by těžba měla největší dopady



Obr. 1: Poloha dobývacího prostoru Trojanovice v Moravsko-slezských Karpatech vzhledem ke geomorfologickým jednotkám a poloha 3-D modelu.

Fig. 1: Location of the Trojanovice mining area in the Moravian-Silesian Carpathians in relation to geomorphological units and location of the 3-D model.

na georeliéf v zalesněné východní části Hodslavického Javorníku. Proto autoři zpracovali na základě digitální geomorfologické mapy pro tuto část těžebního prostoru (polohu a vymezení viz obr. 1) inženýrsko-geomorfologický model předpokládaných deformací georeliéfu v případě těžby černého uhlí (obr. 3). Z geomorfologické mapy (obr. 2) vyplývá, že na severním svahu Velkého Javorníku je rozsáhlé aktivní stupňovitě sesuvné území se skalní odlučnou plochou. Sesuvem probíhá severozápadní hranice dobývacího území. Při úpatí východního svahu Velkého Javorníku se v poklesové oblasti nachází terénní stupeň ukloněný proti celkovému sklonu svahu, který je starou hlubokou svahovou deformací omezenou rotační smykovou plochou. Pod odlučnou stěnou vysokou 2–6 m jsou rozevřené tahové trhliny, v nichž jsou výrazné bezodtokové sníženiny a sufózní závrt (obr. 2). Svahovou deformací je rovněž další nižší terénní stupeň na hraně poklesové kotliny kolem k. 495,4 m v pramenné části Myslíkovského potoka pojmenovaný na mapě AČR 1 : 25 000 „Pod Javorníkem“. Odlučná plocha této deformace má výšku až 15 m. Podle analýzy smykových ploch povede dolování v dnešní poklesové kotlině se středem u místní části Trojanovic Pod Javorníkem ke katastrofickému pohybu celé horninové kry podél těchto hlubokých smykových ploch (obr. 3). Další svahové deformace se nacházejí na hřbetu Kozinec (603,3 m), kde je třeba při těžbě předpokládat oživení fosilní svahové deformace a možné poškození silnice č. 58. V jihozápadní části dobývacího prostoru mezi vrcholem Malý Javorník (839,2 m) a Kyčera (875,2 m) jsou četné stopy rozsednutí skalních masivů, které mohou vést k horizontálním pohybům nakypřených hornin. Navíc na východním svahu vrchu Kyčera se nachází stará svahová deformace s odlučnou stěnou vysokou až 10 m, která je dokladem pohybů ker flyšových pískovců. Poklesy

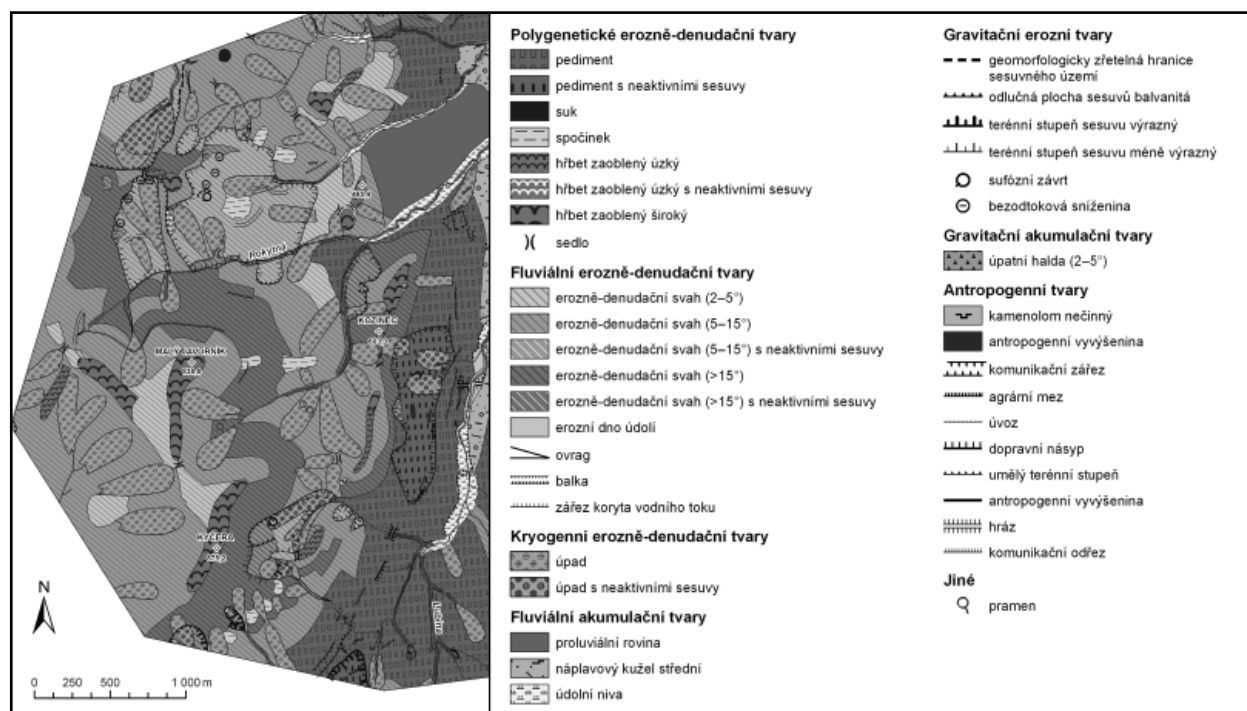
na vrcholu Helštýna nad městem Frenštát pod Radhoštěm by případně mohly ohrozit továrny postavené na severním svahu vrcholu.

### Očekávané dopady těžby ložiska Frenštát-východ na georeliéf

Autoři očekávají, že k problémům při poddolování dojde v oblasti Žárýského hřbetu, kde jsou příkré svahy a i dnes se nachází velký počet jak fosilních, tak i aktivních sesuvů. Geomorfologický výzkum dále potvrdil výskyt velkého počtu pseudokrasových tvarů na hřbetu Ondřejníku, které dokládají rozsednutí středních godulských vrstev podél hlubokých smykových ploch. K sesouvání dochází i na příkrých svazích amfiteatrální sníženiny v pramenném úseku u Kozlovické Ondřejnice v lesní trati Bernarňanka. I malý antropogenní zásah do tohoto citlivého území vyvolá rozsáhlé svahové deformace.

### Diskuze

Autoři došli k názoru, že největším problémem z hlediska stability georeliéfu v souvislosti s hlubinnou těžbou uhlí v dobývacím prostoru je porušení hornatiny Moravskoslezských Beskyd, Žárýského hřbetu a vrchoviny Ondřejníku rozsáhlými a často hluboce založenými gravitačními deformacemi. Inženýrsko-geomorfologický výzkum prokázal, že největší předpokládaný rozsah gravitačního porušení je v dobývacím prostoru překvapivě vázán na území složená z geomorfologicky velmi odolných pískovců středních godulských vrstev, tj. hornin patřících v území mezi nejpevnější a nejvíce odolné vůči zvětrávání. Geomorfologickým mapováním autoři na hřbetu Ondřejníku potvrdili řadu výrazných pseudokrasových tvarů. Dosažené závěry z dobývacího prostoru potvrzují poznatky z jeho širšího okolí.



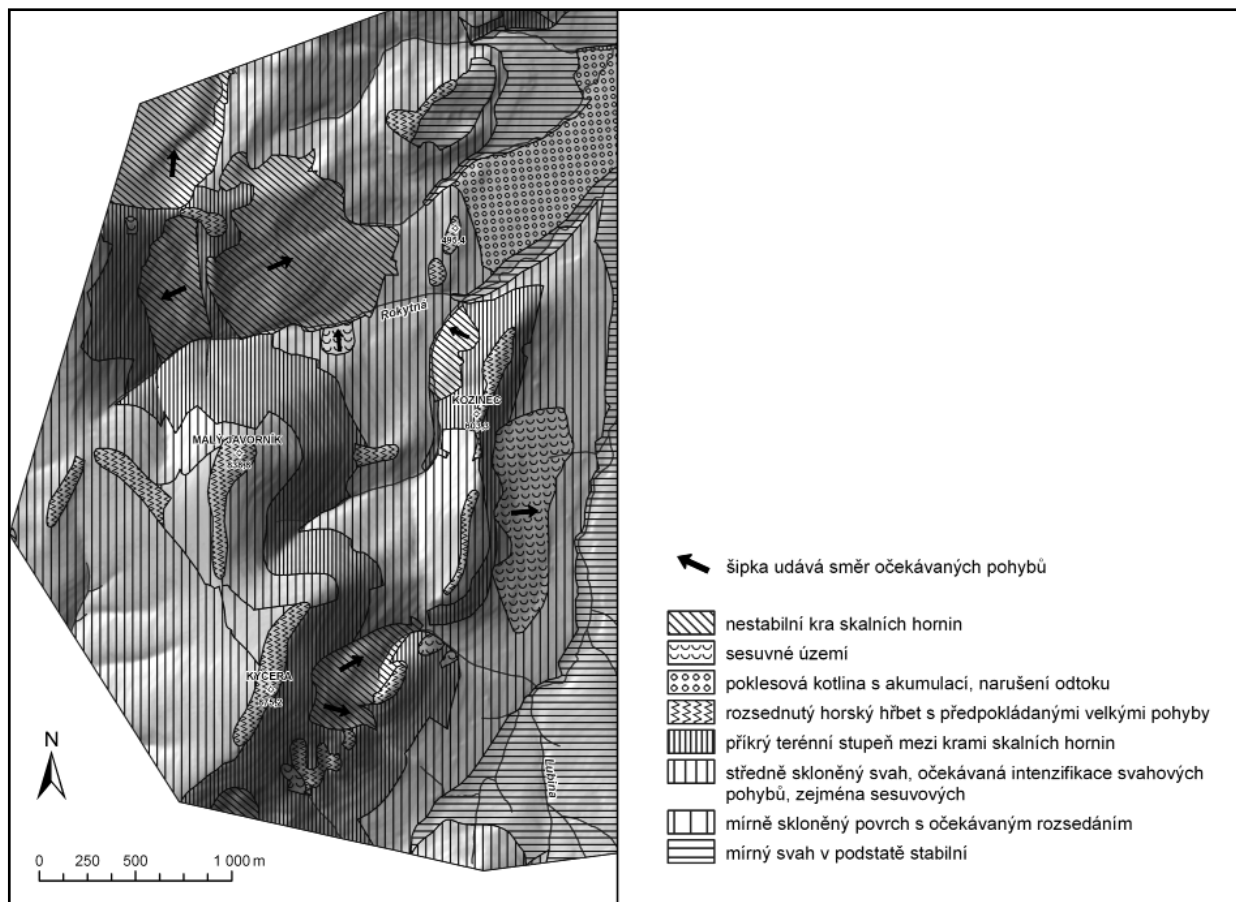
Obr. 2 : Výřez z podrobné digitální geomorfologické mapy.  
 Fig. 2: Cut out of the detailed digital geomorphological map.

Horské vrcholy Moravskoslezských Beskyd totiž dosahují větších nadmořských výšek (Radhošť 1 128,7 m n. m.), než by se dalo předpokládat při jednoduchém plochem násunu slezského a podslézského příkrovu přes fundament moravskoslezského teránu a jeho neogenní pokryv (Krejčí et.al. 2004). Po násunu příkrovů tak muselo celé zkoumané území prodělat neotektonický a izostatický zdvih, gravitační rozlámání a rozsednutí. Tyto geodynamické pochody způsobily nerovnováhu v horninách a velké napětí, které ještě zvýšilo rozřezání pohoří hlubokými údolními vodními toků. Napětí se tak projevilo četnými a hlubokými deformacemi skalních hornin patrnými v georeliéfu. Deformace způsobily jednak stupňovitou stavbu území, v němž se střídají terénní stupně s různě ukloněnými plošinami a jednak vznik četných pseudokrasových tvarů jako jsou hluboké a otevřené tahové trhliny s pseudokrasovými jeskyněmi. Tyto procesy a tvary jsou v dobývacím prostoru názorně patrné na čelním svahu Moravskoslezských Beskyd, v Hodslavickém Javorníku (obr. 2) a na svazích Ondřejníku. Velkou hloubku rozsednutí Moravskoslezských Beskyd prokazuje Kněhyňská pseudokrasová jeskyně na svahu Kněhyně (1 256,8 m), která je speleologicky prozkoumaná (průlezná) do hloubky 57,6 m s užšími tahovými trhlinami pokračujícími dále do hloubky skalního masivu (Hromas (ed.) a kol. 2009). Další pseudokrasové jeskyně a propasti na rozevřených

širokých a hlubokých trhlinách v godulských pískovcích jsou známe již delší dobu (Wagner et al. 1990, Hromas (ed.) a kol. 2009). Dilatometrická měření na tahových trhlinách prokázala, že i v současných podmínkách dochází k pohybům celých skalních masivů (Novosad – Košťák 2002, Stemberk – Rybář 2005, Rybář et al. 2006, Klimeš – Stemberk 2007). Wagner (2004) popsal rozevření tahových puklin na hřbetu Lukšinec u Lysé hory po extrémních atmosférických srážkách v roce 1997. Sufózní tvary (bezodtokové sníženiny, sufózní závrtý) prokazují rozevření trhlin a pohyby skalních mas. Autory získané poznatky tak potvrzují hypotézu o nerovnováze skalních flyšových masivů v dobývacím prostoru, kterou zjistili již Krejčí et. al. (2004) v Moravskoslezských Beskydech a Rybář et al. (2006) na Ondřejníku. Podle digitální geomorfologické mapy dobývacího prostoru se navíc na svazích zkoumaného území nachází velký počet rozsáhlých fosilních, subrecentních a recentních sesuvných území s hluboce založenými gravitačními deformacemi. Proto autoři došli k závěru, že je nutné očekávat změny georeliéfu vyvolané poddolováním právě ve flyšových masivech.

**Závěr**

Dobývací prostor Trojanovice zabírá členité území na rozhraní hornatin Moravskoslezských Beskyd, sníženiny Frenštátské brázdy a Štramberské vrchoviny



Obr. 3: Digitální inženýrsko-geomorfologický 3-D model očekávaných deformací terénu a geohazardů v souvislosti s plánovanou hlubinnou těžbou černého uhlí v západní části dobývacího prostoru Trojanovice odvozený z podrobné digitální geomorfologické mapy.  
 Fig. 3: Digital engineering-geomorphological 3-D model of expected terrain deformations and geohazards in relation to planned deep mining of black coal in the western part of the Trojanovice mining area derived from the digital geomorphological map.

v Moravsko-slezských Karpatech. Autoři na základě terénního inženýrsko-geomorfologického mapování v měřítku 1 : 10 000, vyhodnocení vrtných prací, materiálů dálkového průzkumu a vypracování počítačem podporovaného 3-D modelu očekávaných deformací terénu a geohazardů (obr. 3) došli k závěru, že těžba uhlí v dobývacím prostoru Trojanovice bude mít značný vliv na georeliéf. Dopady těžby vlivem poddolování a důlními otřesy se projeví dalším narušením nerovnovážného stavu flyšových skalních masivů, což bude mít za následek aktivizaci geodynamických procesů. Zejména ložisko Frenštát-západ se z báňsko-technologického hlediska nachází v extrémně komplikované geologické pozici (Opletal 2008). Projekt totiž předpokládá ražení báňských děl čelem karpatského flyšového příkrovu a díla procházejí řadou významných tektonických poruch. Z geomorfologické analýzy tak vyplývá, že hlubinná těžba černého uhlí v dobývacím prostoru Trojanovice může

vzhledem k citlivosti území a probíhajícím současným geodynamickým procesům vést ke značným katastrofickým změnám georeliéfu Moravsko-slezských Karpat.

#### **Poděkování**

*Studie byla zpracována v rámci výzkumného záměru MSM 6293359101 Výzkum zdrojů a indikátorů biodiverzity v kulturní krajině v kontextu dynamiky její fragmentace. Autoři děkují Ministerstvu životního prostředí ČR a České geologické službě za zapůjčení Účelových inženýrskogeologických map stabilitních poměrů 1 : 10 000 dobývacího prostoru a textových vysvětlivek, které využili při výzkumu a zpracování příspěvku. Za cenné připomínky jsou zavázáni pracovníkům České geologické služby RNDr. Zdeňku Stráňkovi, CSc. a Mgr. D. Nývtovi, Ph.D. Autoři rovněž děkují p. starostovi Novotnému za zapůjčení materiálů z archivu OÚ Trojanovice.*



## Literatura

- Buzek, L. (1969): Geomorfologie Štramberské vrchoviny. – Spisy Pedagogické fakulty v Ostravě, 11, 1–91.
- Buzek, L. (1973): Svahy Radhošských Beskyd a Štramberské vrchoviny. – Spisy Pedagogické fakulty v Ostravě, řada E-3, 33, 47–59.
- Demek, J. – Mackovčín, P. – Slavík, P. (2011): Rock pediments and Bahada in the Frenštátská brázda Furrow (The Moravian-Silesian Carpathians, Czech Republic). *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 2011, 1, 42–49.
- Dopita, M. (ed.) – Aust, J. – Brieda, J. – Dvořák, P. – Fialová, V. – Foldyna, J. (1997): Geologie české části hornoslezské pánve. – Ministerstvo životního prostředí ČR Praha.
- Dudek, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. – *Rozpravy Československé akademie věd, řada MPV*, 90 (8), 1–85.
- Fookes, P. G. – Lee, E. M. – Griffiths, J. S. (2007): *Engineering Geomorphology, Theory and Practice*. – Whittles Publishing, Dunbeath.
- Hromas, J. (ed.) a kol. (2009): Jeskyně. – In: Mackovčín, P. – Sedláček, M. (eds): *Chráněná území ČR, XIV, Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno. Praha*.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stránil, Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. – Academia Praha.
- Janoš, V. (2004): Svahové deformace severní části Radhošského hřbetu v Moravskoslezských Beskydech. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2003*, 63–64.
- Klimeš, J. – Stemberk, J. (2007): Svahové deformace v okolí sedla Pustevny. – In: Hradecký, J. – Pánek, T. (eds.): *Sborník abstraktů a exkurzní průvodce z konference „Stav geomorfologických výzkumů v roce 2007, Malenovice 2.–4. dubna“*, *Geomorfologický sborník*, 6, 72–73, Ostrava.
- Krejčí, O. – Hubatka, F. – Švancara, J. (2004): Gravitational spreading of the elevated mountain ridges in the Moravian-Silesian Beskyds. – *Acta Geodynamica et geomaterialia*, 1, 3, 135, 97–100, Praha.
- Martinec, P. – Dvořák, D. – Kolcun, A. – Malík, J. – Schejbalová, B. – Staš, L. – Šňupárek, R. – Vašíček, Z. (2008): Geologické prostředí a geotechnické vlastnosti pokryvu karbonu v české části hornoslezské pánve. – *Ústav geoniky AV ČR v. v. i. Ostrava*.
- Menčík, E. – Adamová, M. – Dvořák, J. – Dudek, A. – Jetel, J. – Jurková, A. – 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.
- Müller, V. (ed.) (2001): *Vysvětlivky k souboru geologických a účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000*, list 25-21 Nový Jičín. – Český geologický ústav Praha.
- Novosad, S. – Košťák, B. (2002): Lukšinec Hill. – In: Rybář, J. – Holzer, B. – Kopecký, M. (eds): *Post-Conference Field Trip Guide, 1<sup>st</sup> ECL*, Prague and Bratislava.
- Opletal, M. (2008): *Studie DP Trojanovice geologicko-ložisková část*. – Manuskript, archiv Obecního úřadu v Trojanovicích.
- Rybář, J. – Janoš, V. – Klimeš, J. – Nýdl, T. (2006): Rozpad synklinálního hřbetu Ondřejníku v Podbeskydské pahorkatině. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2006*, 92–96, Česká geologická služba Praha.
- Stemberk, J. – Rybář, J. (2005): Risk assessment of deep-seated slope failures in the Czech Republic. – In: Hungr, O. – Fell, R. – Couture, R. – Eberhardt, E. (eds): *Landslide Risk Management*, 497–502, Taylor and Francis Group, London.
- Szabó, J. – Dávid, L. – Lóczy, D. (eds) (2010): *Anthropogenic Geomorphology*. – Springer, Dordrecht.
- Wagner, J. – Demek, J. – Stránil, Z. (1990): Jeskyně Moravskoslezských Beskyd a okolí. – *Knihovna České speleologické společnosti*, 17, 1–130, Praha.
- Wagner, J. (2004): Pseudokrasové jeskyně v Moravskoslezských Beskydech. – In.: Baroň, I. – Klimeš, J. – Wagner, J. (eds) (2004): *Svahové deformace a pseudokras*. – Elektronický sborník referátů z konference, 1.–3. 4. 2004 v Hutisku-Solanci. ČGS & ÚSMH AV ČR.
- Žižková, B. – Pánek, T. (2006): The geomorphological transformation of the Hodslavický Javorník brachysyncline (The Moravskoslezské Beskydy Mts., Czech Republic). – *Moravian Geographical Report*, 14, 9–18, Brno.

# GLACIFLUVIÁLNÍ VÝPLAVOVÁ PLOŠINA U KOLNOVIC A JEJÍ SROVNÁNÍ S TERMINOGLACIÁLNÍMI KUŽELY MEZI SOKOLSKÝM HŘBETEM A ZLATOHOŘSKOU VRCHOVINOU U JESENÍKU

Glaciofluvial outwash plain at Kolnovice compared with terminoglacial fans between Sokol Ridge and Zlaté Hory Highlands near the Jeseník town

**Martin Hanáček**

Oddělení přírodních věd, Slezské zemské muzeum, 746 01 Opava  
Ústav geologických věd, PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: HanacekM@seznam.cz

(14-22 Jeseník)

*Key words: Czech Silesia, outwash-plain deposits, terminoglacial fan deposits, Pleistocene, continental glaciation*

**Abstract**

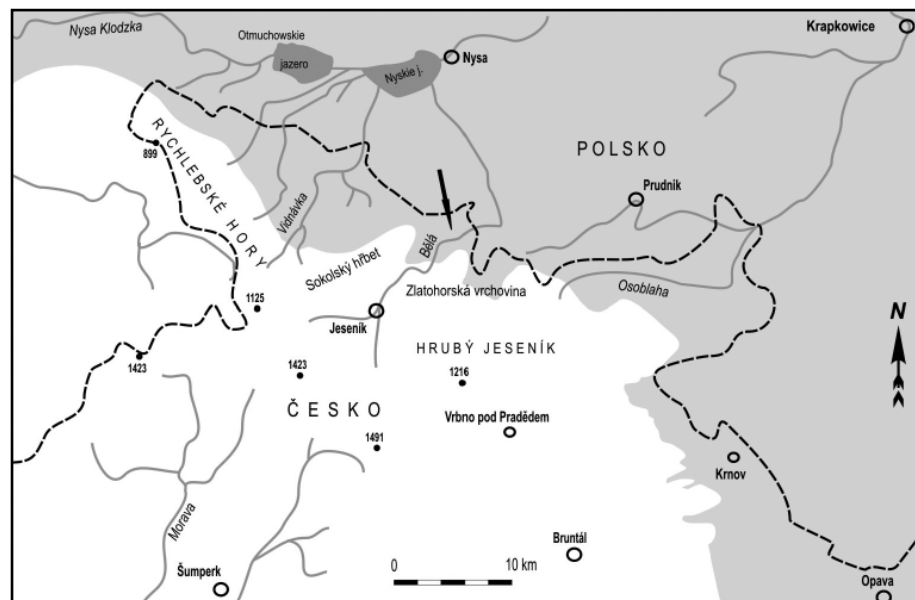
Glaciofluvial sediments at Kolnovice originated on an outwash plain running along the ice sheet front. Its material is variable from petrographical and provenance point of view, as it was deposited from various parts of a wide ice sheet front. This contrasts with petrologically monotonous deposits of terminoglacial fans in this area (Písečná and Javorná sites), which originate from one marginal lobe of the ice sheet. In addition, the material in terminoglacial fans comes from the direct surroundings of the sites having been transported only a short distance.

**Úvod**

V prostoru mezi Zlatohorskou vrchovinou a Sokolským hřbetem ssv. od Jeseníku pokrývají velkou plochu ledovcové sedimenty, především glaciofluviální písky a štěrky. Území leží v okrajové zóně pleistocenního kontinentálního zalednění (obr. 1). Pravděpodobně již od terciéru tudy protéká řeka Bělá (Cháb et al. 2004), jejíž geomorfologická aktivita zčásti predisponovala styl glaciofluviální sedimentace i složení klastického materiálu. Podle dosavadních výzkumů (Gába 1981, Cháb et al. 2004, Žáček et al. 2004) vznikaly zdejší glaciofluviální uloženiny v subglaciálním a terminoglaciálním až proglaciálním prostředí. Zatím nejpodrobněji byla v této oblasti zpracována lokalita Písečná (Gába 1981). Předložený příspěvek se zaměřuje na dnes intenzivně těženou pískovnu na okraji Kolnovic, ~1,5 km ssv. od Mikulovic, a na její srovnání s dalšími dvěma akumulacemi vyvíjejícími se před čelem ledovce (Písečná, Javorná). Ledovcové sedimenty u Kolnovic a Písečné spadají do mladšího elsterského zalednění (Cháb et al. 2004, Žáček et al. 2004, Nývlt et al. 2011) u lokality Javorná pocházejí ze staršího elsterského zalednění (Cháb et al. 2004, Nývlt et al. 2011).

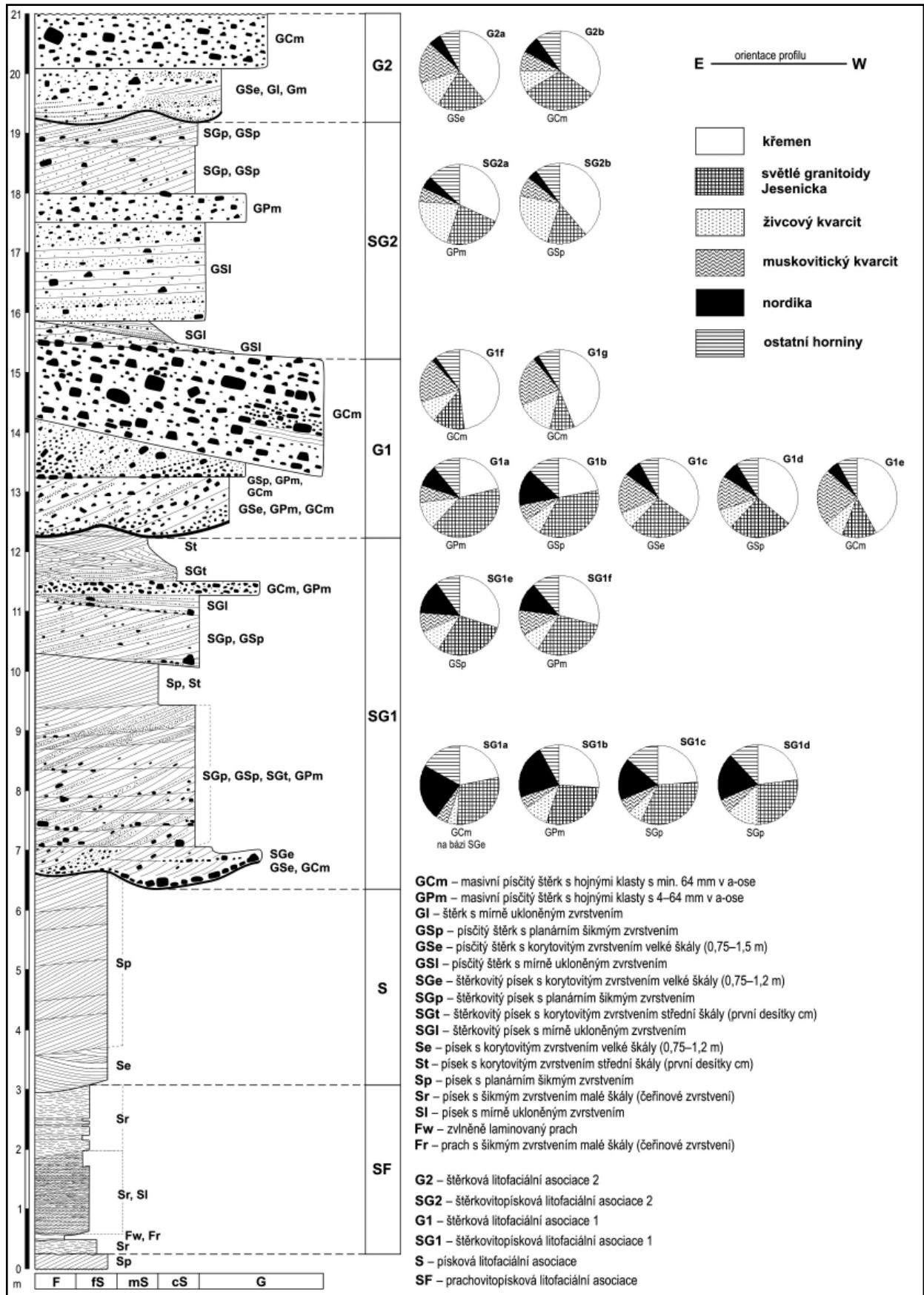
**Metodika**

V kolnovické pískovně byla popsána sukcese glaciofluviálních uloženin. Vyčlenění, kódování a interpretace litofacií vycházejí z práce Zieliňského – Van Loona (2003). Podle vztahu litofacií byly vyčleněny litofaciální asociace. Vzorky pro valounové analýzy byly odebrány ze zčištěných profilů pomocí lopatky a normalizovaného síta. Studium se zaměřilo na frakci 16–64 mm v b-ose



Obr. 1: Kontinentální zalednění severního předpolí Rychlebských hor, Hrubého Jeseníku a ssv. části Nížkého Jeseníku. Šipka: studovaná oblast. Šedě: maximální rozsah kontinentálního ledovce v mladším elsterském zalednění. Bíle: nezaledněná oblast. Upraveno podle Sikorové et al. (2006) a Nývlt et al. (2011).

Fig. 1: Continental glaciation of the northern foreland of the Rychlebské hory Mts., Hrubý Jeseník Mts. and the northwestern part of the Nížký Jeseník Mts. Arrow: studied area. Grey: maximum extent of continental glacier during Elsterian II glaciation. White: non glaciated area. Adopted from Sikorová et al. (2006) and Nývlt et al. (2011).



Obr. 2: Profil glaciáluviálních sedimentů u Kolnovic, jižní stěna pískovny. Svislá pozice grafů valounových analýz odpovídá pozici odebraných vzorků v profilu.

Fig. 2: Composite lithofacies log through the southern wall of the Kolnovice sandpit. The vertical position of clast petrology diagrams corresponds to sample position in the section.

a pouze orientačně na frakci 64–256 mm v b-ose u akumulace nejhrubšího sedimentu na lokalitě. Valouny byly zkoumány makroskopicky a jen výjimečně ve výbrusech. Determinace hornin vychází z geologických map a jejich vysvětlivek v zájmové oblasti (Svoboda et al. 1961, Pouba et al. 1962, Žáček 1995, Cháb et al. 2004, Žáček et al. 2004) a dále z práce Gáby – Peka (1999).

### Litofaciální vývoj sedimentů

V písčivých jsou odkryty glaciáluální sedimenty o mocnosti přes 20 m (obr. 2). Jedná se o písky, šterkovité písky a písčité šterky, převážně s šikmým zvrstvením. V některých polohách se vyskytují různě mocné masivní písčité šterky. Tenké polohy prachu jsou velmi ojedinělé a vázané na dolní část odkryvu. Ve spodních ~15 m mocnosti představují sedimenty postupně nahoru hrubnoucí sekvenci. Poté následuje další, i když ne tolik zřetelný cyklus. Na úrovni ~6.–7. m, ~12. m a ~19. m se nacházejí výrazné erozní báze. Podle zrnitosti a zvrstvení byly definovány jednotlivé litofacie a na základě jejich vzájemných vztahů bylo vyčleněno šest litofaciálních asociací.

Prachovitopísková litofaciální asociace (SF) je tvořena především několik desítek m laterálně stálým tělesem jemnozrnných prachovitých čerínově zvrstvených písků (Sr). Celá akumulace sestává z několika dílčích jednotek s různou orientací čerín. Uvnitř tělesa se objevují polohy zvlně laminovaného prachu (Fw), který přechází do prachovitě čerínově zvrstveného písku. Tyto polohy jsou max. 10 cm mocné a ~9–10 m široké.

Pískovou litofaciální asociaci (S) představují šedé jemnozrnné písky. Na bázi asociace se korytovitě zahlubují do podložních sedimentů (Se), výše se jedná o naložené sety se subhorizontálními bázemi a šikmým planárním zvrstvením (Sp). Stejně písky byly zastíženy i v podloží asociace SF, která proto může být součástí mnohem mocnější asociace S. Písková asociace je vyvinuta jen ve v. části písčivých, jelikož uprostřed odkryvu nasedá na asociaci SF přímo asociace SG1.

Spodní šterkovitopísková litofaciální asociace (SG1) představuje nejpestřejší sedimenty celé sukcese. Bazální výmoly (šířka přes 6 m, mocnost výplně ~1 m) vyplňují písčité šterky až šterkovité písky (SGe, GSe) a místy leží přímo na bázi tenká šterková poloha s klasty ~10–20 cm velkými (GCm). Celkově převažují šterkovité písky, tvořící na sebe naložené ploché sety mocné ~0,3–0,7 m a laterálně stálé až 10 m. Zvrstvení v těchto setech je šikmé planární nebo korytovité, báze jsou rovné nebo mírně zahloubené. Typické je rytmické střídání vrstev písku, šterčičku až šterku a dále rozptýlené klasty až do 15 cm velikosti. Nápadná je hojnost obrněných závalků velkých až 25 cm, které tvoří tyto sedimenty: prachovitopískový diamikton (~1 % klastů do 2 cm), velmi jemnozrnný laminovaný prachovitý písek až prach a masivní písčité prach. Podřízeně se objevují ploché tenké polohy masivních písčivých šterků (GCm, GPm). Šterkovité písky se střídají s jednotlivými sety nebo se soubory setů jemno- až hrubozrnných korytovitě i šikmo planárně zvrstvených písků (St, Sp). Tyto tvoří v jv. části těžebny ~4 m mocnou akumulaci, laterálně zcela nahrazující šterkovitopískové facie. Rovněž v nejsvrchnější

části asociace dominují písčivá tělesa s šířkami korytových setů mezi desetinnými a ~7 m a s mocnostmi v prvních desítkách cm. Sedimenty asociace SG1 jsou ve spodní části dobře vytríděné, téměř bez prachové příměsi. Ve svrchní části je vytrídění horší.

Spodní šterková litofaciální asociace (G1) nastupuje výraznou erozní bází, jejíž minimální laterální rozsah činí ~100 m a značně tak přesahuje velikost sedimentárních těles. Sedimenty nad bází jsou mnohem hůře vytríděné než v podloží báze. V místech, kde je báze jen slabě zvlněna, leží v jejím nadloží polohy masivních písčivých šterků a v malých výmolech jsou nahromaděny klasty velké až 50 cm. Většinou má báze podobu velkých korytových výmolů, širokých ~4–15 m a vyplněných korytovitě zvrstvenými písčivými šterky mocnými ~1,25–2,00 m (GSe). Zvrstvení má formu střídání šterků s podpůrnou strukturou klastů (valouny ~5–10 cm) a vrstev šterkovitých písků s podpůrnou strukturou mezihmoty. V jejím nadloží byly uloženy šikmo planárně zvrstvené písčité šterky (GSp) a masivní písčité šterky (GPm, GCm) s četnými klasty o velikosti ~5–15 cm. Následují masivní šterky s hojnými klasty o velikosti ~10–20 cm, vzácně až 40 cm, a s převahou podpůrné struktury šterkovitopískové mezihmoty (GCm). Tyto šterky tvoří max. 2,5 m mocné ploché těleso s rovnou bází ukloněnou k SSZ. Laterální rozsah se pohybuje v desítkách m.

Svrchní šterkovitopísková litofaciální asociace (SG2) se od SG1 odlišuje četnějším výskytem rozptýlených klastů do 20 cm velikosti a laterálními i vertikálními přechody mezi šterkovitými písky a písčivými šterky (SGp, GSp). Oproti SG1 je také mnohem hůře vytríděná, obsahuje vyšší příměs jemnozrnného písku a prachu.

Svrchní šterková litofaciální asociace (G2) začíná podobně jako G1 výraznou erozní bází přesahující rozsah podložních i nadložních těles. Od G1 se liší menší šířkou a zahloubením korytových těles (šířka: 2–7 m, zahloubení: 0,25–0,75 m) a menší hrubozrnností. Největší výmol vyplňují korytovitě zvrstvené písčité šterky (GSe), nad nimi a v dalších výmolech jsou pak masivní písčité šterky (GPm) a mírně ukloněně zvrstvené šterky (Gl) s podpůrnou strukturou mezihmoty i klastů. Celou sedimentární sekvenci uzavírají masivní písčité šterky s hojnými klasty velkými ~10–20 cm (GCm), které zde nejsou tak početné jako ve stejné facii u asociace G1.

### Materiál šterkových klastů

Nejčastější klasty jsou tvořeny křemenem, světlými (běložedými) granitoidy z jesenického krystalinika, muskovitickým kvarcitem, živcovým kvarcitem a nordickými horninami. Pestrá škála ostatních hornin je přítomna jen v desetinných % nebo v prvních % (obr. 2, tab. 1).

Křemen má převážně světle šedou, méně často bílou, tmavě šedou a nahnědlou barvu. Zhruba polovinu klastů tvoří křemen s drobnými agregáty nebo krystaly dalších minerálů (především bílých živců a slíd, ojediněle andaluzitu, amfibolu, sillimanitu, granátu) nebo se zbytky hornin (fylitu, světlých granitoidů, kvarcitů, svoru, ruly). Poměr podílů čistě křemenných klastů a klastů křemene se zbytky hornin a dalších minerálů je proměnlivý a nezávislý

	SG1a	SG1b	SG1c	SG1d	SG1e	SG1f	G1a	G1b	G1c	G1d	G1e	G1f	G1g	SG2a	SG2b	G2a	G2b
<b>petrografické typy klastů (%)</b>																	
biotitický granitoid	12,03	11,80	17,50	10,29	12,52	12,04	21,27	17,84	12,20	10,43	4,69	5,31	4,46	7,11	4,86	8,97	9,61
biotitický pegmatit	3,01	3,16	2,39	2,64	1,83	1,97	2,64	1,57	4,60	3,97	1,02	1,09	1,22	2,31	3,13	2,74	1,25
aplit	2,53	4,39	3,50	2,64	2,67	2,19	2,46	1,76	2,07	3,81	1,02	1,09	1,01	4,30	2,66	1,98	3,38
muskovitický pegmatit a granit	0,47	0,41	0,37	1,11	1,41	1,53	1,93	2,16	0,23	1,49	1,84	2,03	0,81	2,31	0,47	0,76	1,07
pyroxenický pegmatoid	0,95	0,69	0,55	0,28	1,13	0,22	0,53	0,39	1,38	0,33	0,82	0,31	0,41	0,66	0,63	1,37	0,89
ostatní světlé granitoidy	8,54	5,21	5,89	7,23	6,33	8,32	8,79	7,25	5,64	5,13	3,68	2,66	1,42	4,96	3,45	3,80	13,52
migmatit	1,58	3,02	2,58	2,64	3,09	3,72	3,69	5,49	0,69	0,66	1,22	0,47	0,20	1,65	0,63	0,61	0,89
řula s biotitem a sillimanitem	1,74	2,19	1,84	2,64	3,09	2,19	1,76	3,92	1,04	1,16	0,41	0,78	1,01	3,14	0,94	0,61	1,07
živcový »pórovitý« kvarcit	3,64	9,74	6,26	12,93	8,72	7,66	10,72	7,06	7,48	7,62	7,55	9,06	14,90	20,50	23,04	11,55	8,72
muskovitický kvarcit	4,75	4,94	6,26	5,70	8,30	10,50	6,68	6,67	16,00	13,58	22,65	17,97	19,68	6,12	8,31	17,17	7,83
svor	0,95	0,27	0,37	-	-	0,22	0,18	0,39	0,12	-	0,20	1,25	0,81	0,17	0,31	0,15	0,18
andaluzit	-	0,14	-	-	-	0,22	-	-	-	0,17	0,20	0,16	0,41	0,17	-	-	-
amfibolit a gabroamfibolit	2,69	1,37	0,74	-	-	1,97	2,64	1,76	-	0,50	0,82	0,94	1,01	1,49	0,78	0,30	0,89
aktinolitická břidlice	0,32	0,14	1,66	1,81	0,28	0,66	0,88	0,98	-	1,16	1,63	1,09	1,62	0,99	0,47	0,15	-
ostatní ruly (pravd. ortoruly)	1,42	1,23	1,10	0,14	1,13	1,31	0,18	0,59	0,46	0,17	0,41	1,09	1,01	0,83	0,63	0,46	0,71
grafitický kvarcit	-	0,14	0,18	0,14	0,14	0,66	-	-	0,12	0,50	-	0,31	0,20	-	-	-	-
nerozliš. krystalinické horniny	6,49	1,78	3,31	4,03	3,23	3,50	3,34	3,53	4,03	2,48	4,08	4,06	2,23	5,12	5,02	4,41	5,87
fyolit	-	-	0,18	-	0,14	-	-	-	-	-	0,41	-	-	-	0,16	-	-
droba	-	-	0,18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>jesenické horniny celkem</b>	<b>51,11</b>	<b>50,62</b>	<b>54,86</b>	<b>54,22</b>	<b>54,01</b>	<b>58,88</b>	<b>67,69</b>	<b>61,36</b>	<b>56,06</b>	<b>53,16</b>	<b>52,65</b>	<b>49,67</b>	<b>52,41</b>	<b>61,83</b>	<b>55,49</b>	<b>55,03</b>	<b>55,88</b>
<b>Polsko</b>																	
sudetský porfýr	-	0,14	0,37	-	0,14	0,44	0,35	0,20	0,23	0,50	-	0,16	0,20	0,17	0,16	0,15	0,36
lydit	0,32	-	0,18	-	-	-	-	0,20	0,12	-	-	0,16	0,20	-	0,16	0,15	-
silicit	-	-	0,37	0,28	-	-	0,18	0,20	0,23	0,33	-	-	-	0,17	-	0,15	-
<b>polské horniny celkem</b>	<b>0,32</b>	<b>0,14</b>	<b>0,92</b>	<b>0,28</b>	<b>0,14</b>	<b>0,44</b>	<b>0,53</b>	<b>0,60</b>	<b>0,58</b>	<b>0,83</b>	<b>-</b>	<b>0,32</b>	<b>0,40</b>	<b>0,34</b>	<b>0,32</b>	<b>0,45</b>	<b>0,36</b>
<b>norditka</b>																	
krystalinické horniny	6,65	10,84	6,81	6,26	7,17	5,91	6,50	8,82	5,18	4,47	3,47	1,56	1,62	3,31	2,82	3,04	3,91
paleozoické vápence	9,97	7,00	6,45	9,18	4,22	3,72	0,35	3,92	0,12	0,17	-	-	-	-	-	-	-
pískovce a slépence	1,27	2,61	1,84	1,25	1,13	1,09	1,23	1,37	1,15	0,83	0,41	0,16	0,61	0,66	-	1,37	0,89
pazourek	1,11	1,23	1,29	1,11	0,84	0,44	0,53	0,98	0,69	0,66	0,20	0,31	0,20	0,50	0,94	0,30	1,42
křídový prachovec	0,16	0,27	0,74	1,25	0,14	0,44	0,18	0,20	-	0,50	0,41	-	-	-	-	-	-
pelosideritové a Fe konkrce	3,96	0,14	0,18	0,14	0,28	-	-	-	-	0,17	0,20	-	-	-	-	-	0,53
<b>nordické horniny celkem</b>	<b>23,12</b>	<b>22,09</b>	<b>17,31</b>	<b>19,19</b>	<b>13,78</b>	<b>11,60</b>	<b>8,79</b>	<b>15,29</b>	<b>7,14</b>	<b>6,80</b>	<b>4,69</b>	<b>2,03</b>	<b>2,43</b>	<b>4,47</b>	<b>3,76</b>	<b>4,71</b>	<b>6,75</b>
<b>křemen</b>	<b>22,31</b>	<b>26,34</b>	<b>23,57</b>	<b>23,23</b>	<b>29,68</b>	<b>29,10</b>	<b>21,09</b>	<b>21,77</b>	<b>34,98</b>	<b>36,42</b>	<b>41,63</b>	<b>47,81</b>	<b>44,76</b>	<b>32,40</b>	<b>39,03</b>	<b>38,75</b>	<b>35,23</b>
<b>neurčitelné</b>	<b>3,16</b>	<b>0,82</b>	<b>3,32</b>	<b>3,06</b>	<b>2,39</b>	<b>-</b>	<b>1,93</b>	<b>0,98</b>	<b>1,27</b>	<b>2,81</b>	<b>1,02</b>	<b>0,16</b>	<b>-</b>	<b>0,99</b>	<b>1,41</b>	<b>1,06</b>	<b>1,78</b>
<b>celkový počet klastů</b>	<b>632</b>	<b>729</b>	<b>543</b>	<b>719</b>	<b>711</b>	<b>457</b>	<b>569</b>	<b>510</b>	<b>869</b>	<b>604</b>	<b>490</b>	<b>640</b>	<b>493</b>	<b>605</b>	<b>638</b>	<b>658</b>	<b>562</b>

Tab. 1: Petrografické a provenienční složení šterkového materiálu v glaciáluálních sedimentech u Kolnovic. Frakce 16–64 mm v b-ose.  
 Tab. 1: Petrographical and provenance composition of gravel (16–64 mm in b-axis) fraction from glaciofluvial deposits at Kolnovice.

na litofaciích. Podle těchto znaků pochází převážná většina křemene z jesenických metamorfítů a žilných granitoidů a je tedy místního původu (Gába 1974).

Mezi světlými granitoidy dominují horniny žulovského plutonu (biotitický drobnostřednozrnný granitoid, biotitický pegmatit a aplit). Některé klasty zachycují vzájemné kontakty mezi těmito horninami. Migmatit, jehož klasty tvoří hlavně leukosom s biotitovými pásy a dále pyroxenický pegmatoid mají výchozy po obvodu žulovského plutonu. Muskovitický granit a pegmatit primárně pocházejí z pásma drobných těles těchto hornin mezi Jeseníkem a Mikulovicemi, čemuž nasvědčují jejich znaky (masivní i usměrněná textura, vysoký podíl muskovitu, minimum nebo absence biotitu, mnohdy červená zrna granátu velká 0,5–2,0 mm, častá grafická struktura). Kategorie ostatních světlých granitoidů zahrnuje různé typy, včetně usměrněných a leukokratních, pocházejících hlavně z periferních zón žulovského plutonu, kde se granitoidy vyznačují značnou variabilitou. Muskovitický kvarcit je většinou identický s drakovským kvarcitem, budujícím hlavně sz. část Zlatohorské vrchoviny. Provenienčně s ním budou souviset klasty svorů, fylitu a andaluzitu. Živcový kvarcit odpovídá zejména tzv. „pórovitému“ kvarcitu Gáby – Peka (1999), pocházejícímu ze Sokolského hřbetu. Rula s biotitem a sillimanitem se shoduje s pararulou budující velkou část údolí Bělé, včetně bezprostředního podloží a okolí lokality. Amfibolit pochází z jesenického amfibolitového masivu. Vzhledem k jeho významné úloze na geologické stavbě studovaného území je jeho zastoupení nápadně nízké (~0,0–3,5 %). Aktinolitická břidlice má původ buď také v jesenickém amfibolitovém masivu nebo ve vrbenské skupině (Zlatohorské vrchovině). Mezi ostatními rulami se pravidelně objevují bělošedé jemnozrnné ruly s biotitem nebo muskovitem na foliačních plochách. Pravděpodobně se jedná o gieraltowskou ortorulu z Rychlebských hor, odkud pochází i grafitický kvarcit, který je typickou složkou ledovcových uloženin Jesenicka (Gába – Pek 1999). Některé horniny patří podle svého vzhledu nejspíš k jesenickému krystaliniku, ale blíže je nelze určit. Velmi vzácnou komponentou je kulmská droba.

Nordické klasty jsou petrograficky nejpestřejší na bázi litofaciální asociace SG1, kde mají maximální zastoupení. Kromě krystalinických hornin (granitů, ortorul, porfyrů a kvarcitů), pískovců, slepenců a pazourků (včetně bílé kůry pazourků) se zde velmi hojně vyskytují vápence s faunou ordovického a silurského stáří. Podřadně jsou zastoupeny šedé a zelenošedé bioturbované prachovce s glaukonitem, muskovitem a faunou křídového stáří. Podíly vápenců a křídových prachovců se do nadloží snižují a od facií GCm ve svrchní části asociace G1 zcela mizí. Proměnlivě jsou zastoupeny pelosideritové a železité konkrece. Polské horniny představují jen podřadnou příměs, mezi provenienčně neurčitelnými klasty se řídce vyskytuje bazalt.

## Interpretace a diskuze

### Vývoj depozičního prostředí kolnovických glacifluviálních sedimentů

Nahoru hrubnoucí sekvence jsou z pleistocenních proglaciálních výplavových plošin běžně popisovány (Costello – Walker 1972, Zieliński – Van Loon 2003, Salamon 2008) a samotný charakter těchto sekvencí potvrzuje interpretaci depozičního prostředí jako divočicích plošin (Zieliński – Van Loon 2003). Sled litofaciálních asociací SF–G1 představuje plynulou nahoru hrubnoucí sekvenci. Asociace SG2 a G2 už tento trend nevykazují tak zřetelně.

Asociace SF reprezentuje sedimenty mělkých širokých vedlejších koryt s velmi slabým prouděním a odpovídá ve vztahu k ledovci nejdálší částí divočicích glacifluviálních systémů (model 11 Mialla 1985, litofacie D5 Zielińskiego – Van Loona 2003).

Asociace S se zpočátku tvořila v korytech zahloubených do podložních písků (Se), výše se jedná o ploché příčné lavice (transverzální bary, Sp), akretující uvnitř širokých koryt v poproudovém směru (Platte-type macroforms Crowleyho 1983, model 9 Mialla 1985, litofacie D3 Zielińskiego – Van Loona 2003). Jelikož byly písky facie Sp zastíženy i v podloží litofaciální asociace SF, je možné, že asociace SF představuje součást asociace S, kdy se čerňové zvrstvené písky vyvíjely na povrchu příčných lavic během opadání povodně na divočicí plošině. Přitom se v mělkých širokých depresích vedlejších koryt ukládal prach.

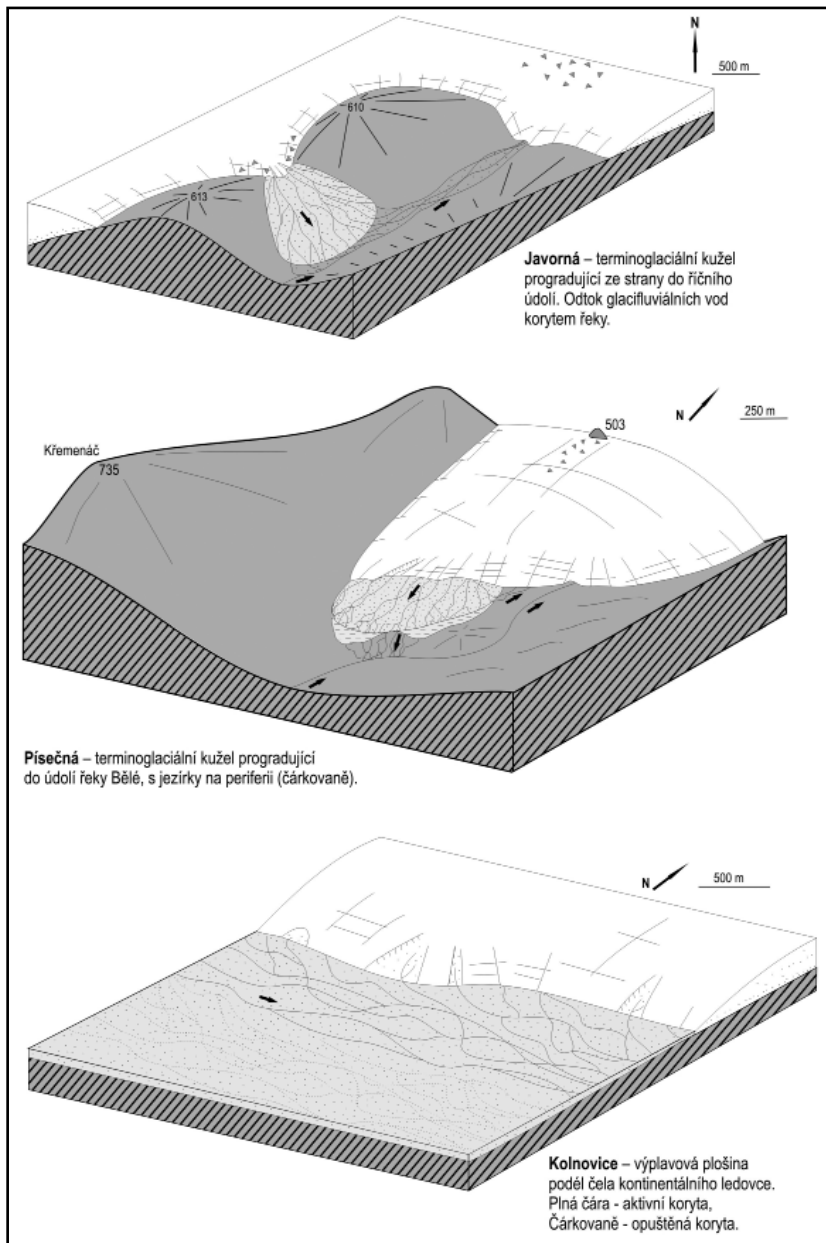
Asociace SG1 odráží zvýšení rychlosti proudění na výplavové plošině v souvislosti s povodňovými stavy. Bazální členy vznikly zahloubením koryt do starších uloženin a jejich následným vyplněním sedimenty s různými podíly písku a štěrku (SGe, GSe). Jedná se o litofacie D1 a P3 Zielińskiego – Van Loona (2003) vzniklé během přívalových povodní, spojených se zvýšenou ablací ledovce. Po vyplnění hlubokých koryt migrovaly v mladších mělkých korytech široké příčné, poproudově akretující lavice (SGp, GSp, Sp). Mezi nimi se ve vedlejších kanálech ukládaly korytovitě zvrstvené sedimenty (SGt, St). Strídání štěrkovitopískových až písčitoštěrkových setů s pískovými ukazuje na rychlé migrace menších koryt s rozdílnou rychlostí proudění. Rozsáhlá akumulace složená z mnoha setů litofacie St, mocných max. ~0,5 m, v jv. části odkryvu dokládá stálou agradaci sedimentů v malých vedlejších korytech na výplavové plošině, v laterálním sousedství větších koryt vyplňovaných mocnějšími a širšími lavicemi. Záznamem náhlých povodní jsou tenké polohy hrubých štěrků. Při sedimentaci nejvyšší části asociace docházelo na plošině ke změlčování a zmenšování koryt, což ukazuje na přechod do okrajových částí výplavové plošiny. Asociace SG1 jako celek odpovídá modelu 10 Mialla (1985) a distálním faciím D1–D3 Zielińskiego – Van Loona (2003). Vzhledem k relativní hrubozrnnosti sedimentů, zejména na bázi, lze uvažovat o přechodné zóně mezi proximálním a distálním vývojem divočicích plošin. Ve v. části pískovny se její bazální členy zařezávají do asociace S, ale ve střední části odkryvu přímo do asociace SF, protože písková asociace postupně vyklíňuje. Asociace SF, S a SG1 spolu proto souvisejí i prostorově a představují

postupnou migraci koryt s rychlejším prouděním do této části plošiny. Hojné prachové závalky představují intraklasty erodovaných sedimentů opuštěných koryt nebo ledovcových jezer. Závalky diamiktonů vznikly erozí tillů. Sedimenty asociace SG1 tedy vznikaly z podstatné části rozplavením dominantně jemnozrnných uloženin a proto obsahují jen příměs velkých klastů, byť síla proudění byla dostatečná k jejich transportu.

Asociace G1 zaznamenává migraci hlavních koryt na tuto část výplavové plošiny. Do uložených sedimentů předchozí asociace se zahloubila až 15 m široká koryta, vzápětí vyplněná zvrstvenými štěrky (GSe). Následně se v korytech s vysokou energií proudění ukládaly podélné lavice masivních štěrků (longitudinální bary) a při opadávání povodní uloženiny litofacie GSp (transverzální bary). Mocná tabulární akumulace litofacie Gcm představuje amalgamované podélné lavice, migrující v kanálech výplavové plošiny během maximálních povodní za vrcholící ablace ledovce. Odpovídající sedimenty se ukládají za nejvyšších povodní v proximálních zónách proglaciálních toků horských ledovců (např. Boothroyd – Ashley 1975). Spodní část asociace G1 se zahloubenými koryty odpovídá litofacii P3, střední a svrchní část potom litofacii P2 Zieliňského – Van Loona (2003) a modelu 2 Mialla (1985), tedy proximálním zónám divočích glacifluviálních systémů.

Asociace SG2 vznikala za podobných podmínek jako SG1, ale je celkově hrubozrnnější, proto nepozorujeme tak pestré litofaciální přechody. Dominantním prvkem byly široké příčné lavice migrující v korytech. Jedná se tedy o hrubozrnnější ekvivalent k modelu 10 Mialla (1985) a litofaciím D1–D3 Zieliňského – Van Loona (2003). Asociace G2 je ekvivalentní k asociaci G1, pouze velikost koryt a tím i sedimentárních těles byla menší.

Nahoru hrubnoucí sekvence SF–G1 může být výsledkem dvou procesů. První možností je přesun stále proximálnějších litofaciálních asociací v čase do jednoho místa výplavové plošiny. Druhou možností je zákonitá změna říčního stylu přímo na místě, v souvislosti s narůstající mírou ledovcové ablace a tím i intenzitou povodní. Sekvence SG2–G2 pak zaznamenává další podobný cyklus, ovšem nevýrazně vyvinutý. Tento trend popisuje Salamon (2008) z předhůří Góru Opawských (severní část Nízkého Jeseníku) a vysvětluje jej sezónní proměnlivostí tání a tím i vodnatos-



Obr. 3: Srovnání podmínek sedimentace terminoglaciálních kuželů a výplavové plošiny mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou. 3x převýšeno.  
 Fig. 3: Comparison of depositional conditions for terminoglacial fans and outwash plain between Sokol Ridge and Zlaté Hory Highlands. 3 times exaggerated.

ti toků na plošině. Jelikož v Kolnovicích akretovala většina sedimentárních těles generelně ve směru Z–V, mohly se rovněž zdejší glacifluviální uloženiny vyvíjet na divočí plošině, sledující okraj kontinentálního ledovce (obr. 3), jak to ve svém modelu předpokládá Salamon (2008).

Podle složení štěrků můžeme zkoumané sedimenty rozdělit do tří sérií. První série odpovídá asociaci SG1 a vyznačuje se vysokými podíly nordik na bázi a jejich mírným ubýváním do nadloží. Významnou roli tedy hrál přínos materiálu z vnitřní části ledovce, na kterou jsou výskyty provenienčně cizorodých hornin vázány (Boulton 1978, Nývlt – Hoare 2000). Druhá série je identická se spodní částí asociace G1 mezi 12. a 14. m mocnosti, která se vyznačuje širokou proměnlivostí podílů provenienčních i petrografických skupin klastů. Materiál pro tyto štěrky

zčásti pochází z erodovaných sedimentů podložní asociace (zahlobená koryta facie GSe), částečně z přínosu nových klastů, tentokrát hlavně místních hornin z jesenického krystalinika. Svrchní část asociace G1 (mocné těleso GCm) a sled asociací SG2 a G2 tvoří třetí sérii, charakteristickou vysokými podíly křemene a jesenických hornin. Při ukládání těchto sedimentů byla plošina dotována především materiálem místního původu, pravděpodobně z báze a od čela ledovce. V litofaciích GCm uvnitř asociace G1 roste podíl křemene a místních kvarcitů také kvůli odolnosti těchto složek vůči vysokoenergetickému trakčnímu transportu. Celkový trend poklesu podílu nordik a nárůstu podílu místních jesenických hornin a křemene do nadloží lze vysvětlit postupným odtáváním ledovce od povrchu k bázi, kdy nejdříve dominoval přísun materiálu z vnitřku a teprve poté od báze ledovce. Tento faktor se kombinoval s dotováním plošiny přítoky z různých míst široké čelní zóny ledovce, z nichž mohl být přinašen materiál s různými podíly provenienčních skupin (obr. 3).

### **Rozdíly mezi glaciáluálními plošinou a terminoglaciamiálními kuželů**

Chaotická litofaciální proměnlivost bez zřetelných proximálně-distálních trendů ve změnách zrnitosti a litofacií, pozorovatelných na krátkou vzdálenost, společně s významnou rolí velkých těles šikmo zvrstvených štěrků a mocných souborů korytovitě zvrstvených písků jsou důležitými znaky, jimiž se divočící výplavové plošiny odlišují od terminoglaciamiálních kuželů (Krzyszowski – Zieliński 2002, Zieliński – Van Loon 2003). Na základě litofaciální analýzy můžeme tedy kolnovické glaciáluální sedimenty považovat za uložení divočící výplavové plošiny proglačiální zóny. Během deglaciacce se mezi Sokolským hřbetem na Z a Zlatohorskou vrchovinou a Górami Opawskými na V rozšiřovala před ustupujícím ledovcem široká plošina. Po jejím povrchu proudily glaciáluální divočící řeky, vytékající z ledovcového štítu na různých místech jeho dlouhého čela (obr. 3). Generelní směr odtoku byl k V, nejspíš do deprese Bělé a odtud pod ledovcový štít.

Nedaleko od studované lokality leží dvě další glaciáluální akumulace, uložené před čelem ledovce během jeho stagnace a ústupu, které se však od Kolnovic především petrograficky značně liší. První se nachází na z. okraji Zlatohorské vrchoviny, v bočním svahu údolí říčky Javorné. Jedná se o malý terminoglaciamiální kužel, který byl vytvořen glaciáluálními toky proudícími z úzkého výběžku ledovce, který spočíval v sedle mezi dvěma vrcholy nad údolím Javorné (Hanáček 2011), viz obr. 3. Druhou lokalitou je až 45 m mocná, ale lokálně omezená akumulace převážně glaciáluálních uloženin (méně glaciáluálních sedimentů na periférii a resedimentovaných tillů ve svrchní části) v severním svahu údolí Bělé v Písečné (Gába 1981, Prosová 1981, Cháb et al. 2004). Podle pozice, mocnosti a laterální omezenosti akumulace lze i tuto lokalitu považovat za terminoglaciamiální kužel (Cháb et al. 2004) nebo soustavu několika kuželů (Prosová 1981), viz obr. 3. Jelikož na obou lokalitách naprosto převažovala glaciáluální sedimentace, lze oba kužely označit podle klasifikace Krzyszkowského – Zielińského (2002) jako typ kuželu vzniklých

sedimentací převážně ve vodním prostředí (waterlaid deposits-dominated ice-marginal fan, typ C). V Písečné se projevoval proximálně-distální trend od hrubozrnných glaciáluálních štěrků po prachovité glaciáluální sedimenty na periférii tělesa (Gába 1981, Prosová 1981), což je typický znak vějířové sedimentace (Krzyszowski – Zieliński 2002, Zieliński – Van Loon 2003). Depoziční prostředí obou lokalit bylo velmi podobné, byť kužely vznikly v odlišných glaciálech (Javorná – starší elsterský glaciál, Písečná – mladší elsterský glaciál, Cháb et al. 2004).

Akumulace obou kuželů se vyznačují petrograficky monotónním materiálem. V Písečné tvoří ~40–50 % klastů živcový kvarcit pocházející z přilehlých výchozů v Sokolském hřbetu, resp. z koluvií na jeho sv. úpatí. Podíly nordik a polských hornin jsou velmi nízké a v rámci glaciáluálu do nadloží rostou z ~2 na ~4 % (Gába 1981). U Javorné je štěrkový materiál tvořen z ~65 % také horninami z přilehlých vrcholů, resp. koluvií na jejich svazích (drakovský kvarcit a doprovodné horniny). Nordika jsou podřadná i když jejich zastoupení je kolísavější (~2,5–8 %). Oproti tomu v Kolnovicích žádná z petrografických skupin zřetelně nepřevládá, pouze s výjimkou litofacií GCm v asociaci G1 (dominance křemene a kvarcitů). Podíly nordik klesají od báze do nadloží v rámci sekvence asociací SF–G1 z ~23 % na ~2 %, v nadložní sekvenci asociací SG2–G2 mírně stoupají z ~4,5 na ~7 %.

Rozdíly ve složení materiálu mezi terminoglaciamiálními kuželů a výplavovou plošinou odrážejí variabilitu zdrojů materiálu v rámci ledovce. U kuželů proudily glaciáluální toky z jednoho výběžku ledovce, tzn. z omezené části ledovcového štítu, proto složení materiálu odpovídá jedné konkrétní části ledovce, případně podloží pod touto částí ledovce. Tyto okrajové výběžky byly hlavně na bázi a čele značně nabohaceny o materiál z bezprostředního podloží a nejbližšího okolí (Gába 1981, Hanáček 2011). Na výplavové plošině proudilo více toků ze vzájemně vzdálenějších míst dlouhého čela ledovcového štítu, které přinášely materiál s různými poměry provenienčních a petrografických skupin (viz obr. 3). Uvedené rozdíly byly podmíněny geomorfologicky. Terminoglaciamiální kužely vznikaly na linii maximálního rozsahu zalednění. Progradovaly z úzkých výběžků ledovce situovaných nad bočními stranami říčních údolí, kde terén upadal směrem od ledovcového čela. Z tohoto důvodu odpovídá materiál terminoglaciamiálních kuželů složení detritu transportovaného pouze v konkrétním ledovcovém výběžku, resp. horninové náplni přímého podloží a bezprostředního okolí omezené části ledovce. Výplavová plošina se mohla vyvíjet až v pokročilejší fázi deglaciacce, kdy ledovec ustoupil z bezprostředního podhůří dále k S a mezi pohorím a širokou frontou ledovcového štítu se otevřel relativně plochý sedimentační prostor. Z vůči sobě vzdálených částí ledovcového čela pak glaciáluální toky transportovaly na plošinu různorodý materiál. Z této příčiny je vertikální variabilita podílů klastů různého původu u sedimentů výplavových plošin mnohem větší než v případě sedimentů terminoglaciamiálních kuželů.



## Závěry

Podle litofaciální analýzy představují glacialfluviální sedimenty v kolnovické pískovně tělesa příčných a podélných lavic, vyvíjejících se v širších korytech, a dále sedimenty zahloubených koryt. Generelní směr proudění byl zhruba k východu. Štěrky jsou materiálově a provenienčně pestré, přičemž žádná z petrografických skupin zřetelně nepřevládá. Výjimkou jsou pouze nejhrubší masivní štěrky, ve kterých dominují křemen a kvarcicity. Podle těchto znaků lze studované sedimenty interpretovat jako uloženiny divočí výplavové plošiny, probíhající podél čela ledovce. To bylo orientováno hlavně ve směru Z–V, samozřejmě s místními odchylkami. Ve vrstevním sledu byly rozlišeny dvě nahoru hrubnoucí sekvence, odrážející buď laterální migraci hlavních a vedlejších koryt po výplavové plošině nebo vývoj říčního režimu v čase na jednom místě. Tyto změny souvisely s klesající nebo stoupající intenzitou ablace ledovcového štítu. Během ukládání sedimentů spodního nahoru hrubnoucího cyklu převládal nejdříve přínos materiálu z vnitřních částí ledovce a teprve poté od báze a čela ledovce, což dokládá postupný pokles podílu nordických klastů. Příčinou je převaha povrchového odtávání a ztenčování ledovcového štítu nad ústupem jeho čela.

Polymiktost štěrkového materiálu, proměnlivé množství různých typů klastů a variabilita jesenických hornin jsou důležitými petrografickými indikátory, které v ob-

lasti mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou odlišují uloženiny terminoglaciací kuželů od sedimentů výplavových plošin. Rozdíly souvisejí s geomorfologickou pozicí obou depozičních prostředí. Terminoglaciací kužely vznikaly na periferii ledovcového štítu, kde z výběžků ledovce nad bočními svahy říčních údolí progradovaly sedimenty směrem od čela ledovce do těchto údolí. Kužely tedy byly ovlivněny pouze lokálními podmínkami, což se odráží v jejich monotónním materiálovém složení. Terminoglaciací kužely představují ve studované oblasti sedimenty z počáteční fáze ústupu ledovce. Výplavová plošina se naopak mohla vyvíjet až v pokročilejší fázi deglaciacce, kdy se před čelem ledovcového štítu vytvořil dostatečný plochý prostor pro migraci soustav divočích toků. Ty proudily podél okraje štítu a přinášely materiál z různých částí ledovce. Proto jsou klastika výplavové plošiny mnohem pestřejší.

## Poděkování

*Určování fosiliferních klastů proběhlo v rámci interního grantu Slezského zemského muzea (IGS201102 Paleontologický výzkum sedimentárních nordických souvků Slezska a severní Moravy). Za cenné připomínky děkuji Danielu Nývltovi, Slavomíru Nehybovi, Jaroslavu Kadlecovi a Tomaszzi Zielíńskému. Za korekturu textu jsem zavázán Haně Uhlířové.*

## Literatura

- Boothroyd, J. C. – Ashley, G. M. (1975): Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, north-eastern Gulf of Alaska. – In: Jopling, A. V. – McDonald, B. C. (eds): Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, SEPM Special Publication, 23, 193–222.
- Boulton, G. S. (1978): Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. – *Sedimentology*, 25, 773–799.
- Costello, W. R. – Walker, R. G. (1972): Pleistocene sedimentology, Credit River, Southern Ontario: a new component of the braided river model. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 2, 389–400.
- Crowley, K. D. (1983): Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River Basin, Colorado and Nebraska: Primary structures and formative processes. – *Geological Society of America Bulletin*, 94, 117–133.
- Gába, Z. (1974): Valounové analýzy ledovcových uloženin na Jesenicku. – *Časopis Slezského Muzea Opava (A)*, 23, 49–56.
- Gába, Z. (1981): Uložení kontinentálního ledovce u Písečné na severní Moravě. – *Časopis Slezského Muzea Opava (A)*, 30, 3, 241–253.
- Gába, Z. – Pek, I. (1999): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku.
- Hanáček, M. (2011): Sedimenty terminoglacijního kuželu v údolí Javorné na Zlatohorsku. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 96, 1, 61–86.
- Cháb, J. – Čurda, J. – Kočandrl, J. – Manová, M. – Nývlt, D. – Pecina, V. – Skácelová, D. – Večeřa, J. – Žáček, V. (2004): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 14-224 Jeseník s Vysvětlivkami. – Česká geologická služba.
- Krzyszowski, D. – Zieliński, T. (2002): The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. – *Sedimentary Geology*, 149, 73–92.
- Miall, A. D. (1985): Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. – *Earth-Science Reviews*, 22, 261–308.
- Nývlt, D. – Engel, Z. – Tyráček, J. (2011): Pleistocene glaciations of Czechia. – In: Ehlers, J. – Gibbard, P. L. – Hughes, P. D. (eds): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part IV – a closer look, *Developments in Quaternary Science*, Elsevier, 37–46.
- Nývlt, D. – Hoare, P. G. (2000): Valounové analýzy glaciáluálních sedimentů severních Čech. – *Bulletin Czech Geological Survey*, 75, 2, 121–126.
- Pouba, Z. – Dvořák, J. – Kužvart, M. – Mísař, Z. – Musilová, L. – Prosová, M., Röhhich, P. – Skácel, J. – Unzeitig, M. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list M-33-XVIII Jeseník. – Ústřední ústav geologický.
- Prosová, M. (1981): Oscilační zóna kontinentálního ledovce. Jesenická oblast. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 3, 265–294.
- Salamon, T. (2008): Origin of Pleistocene outwash plains in various topographic settings, southern Poland. – *Boreas*, 38, 362–378.
- Sikorová, J. – Víšek, J. – Nývlt, D. (2006): Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské Mts., Czechia. – *Geological Quarterly*, 50, 3, 345–352.
- Svoboda, J. – Chaloupský, J. – Bernard, J. – Dornič, J. – Kalášek, J. – Klein, V. – Malkovský, M. – Mísař, Z. – Pacovská, E. – Pauk, F. – Řezáč, B. – Skácel, J. – Soukup, J. – Tásler, R. – Vodička, J. – Zrůstek, V. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list M-33-XVII Náchod. – Ústřední ústav geologický.
- Zieliński, T. – Van Loon, A. J. (2003): Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. – *Boreas*, 32, 590–611.
- Žáček, V. (1995): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 14-22 Jeseník. – Český geologický ústav.
- Žáček, V. – Čurda, J. – Kočandrl, J. – Nekovařík, Č. – Nývlt, D. – Pecina, V. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Večeřa, J. (2004): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 14-222 Vidnava s Vysvětlivkami. – Česká geologická služba.

# FOSFÁTOVÁ ANALÝZA SEDIMENTU Z ARCHEOLOGICKÉ LOKALITY OLOMOUC-NEMILANY

Phosphate analysis of sediment from the archaeological site Olomouc-Nemilany

Zuzana Lendáková, Andrea Grígelová

Katedra geologie PŘF UP, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc; e-mail: lendaxis@gmail.com

(24-22 Olomouc)

**Key words:** phosphates, soil, analysis, archaeology

## Abstract

Phosphate analysis is a standard tool in examination of archaeological sites. The aim of this paper is to determine amount of total phosphorus in the samples collected in Olomouc-Nemilany, a polycultural archaeological site. The studied samples were taken from the bottom and profile of an uncovered object. Method of total extraction using nitric acid was applied to determine total phosphorus. A graphical reconstruction was performed for visualization of significant phosphorus accumulations in soil. Consequently, functional interpretation of the site was carried stemming from the gained data and the archaeological evidence.

## Úvod

Fosfátová analýza půdních vzorků se v archeologii již dlouhou dobu využívá pro stanovení míry antropogenního obohacení půdy o fosfát. Zvýšené koncentrace fosforu jsou nepřímým dokladem celé řady lidských aktivit, jako je například zemědělství, chov a ustájení dobytka, uchovávání potravin. Specifický význam pak má fosfátová analýza u interpretace pohřebišť (Holliday – Gartner 2007).

Pomocí fosfátové analýzy lze stanovit obohacení substrátu fosforem, jak v horizontálním tak i vertikálním profilu.

Podle Rypkema et al. (2007) převažuje využití fosfátové půdní analýzy při plošném průzkumu lokalit. Tento průzkum může probíhat ve velkém měřítku: lze odebírat vzorky půdy z rozsáhlých ploch o rozloze stovek hektarů s následnou interpretací nalezených lokálních anomálií (zvýšených koncentrací jako indikátoru lidské aktivity). Tento postup vyžaduje přesně stanovenou síť, ze které jsou vzorky odebírány a následně centralizované zpracování vzorků. Nebo může být plošný průzkum využit v menším měřítku, jako nástroj sloužící k interpretaci jednotlivých objektů uvnitř lokality (např. zásobnice, smetiště, stání pro dobytek atd.) (Rypkema et al. 2007).

Při vertikálním průzkumu pomáhá fosfátová analýza rozlišit jednotlivé vrstvy v rámci kulturního souvrství a může tak pomoci vymezit jednotlivé horizonty lidských aktivit (Ernée 2005).

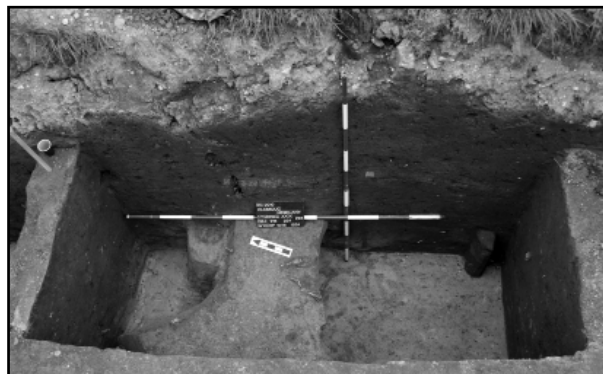
## Lokalita a odběr vzorků

Lokalita Olomouc-Nemilany se nachází v obci Nemilany na ulici Kožušanská (asi 4 km jižně od Olomouce). K odkrytí naleziště došlo při výměně místní komunikace a obnově inženýrských sítí v roce 2010. Záchranné archeologické práce na lokalitě provádělo Archeologické centrum Olomouc, příspěvková organizace, pod vedením

Mgr. Kalábka. Lokalita leží ve východním svahu terasy nad údolní nivou řeky Moravy v nadmořské výšce 211–212 m.

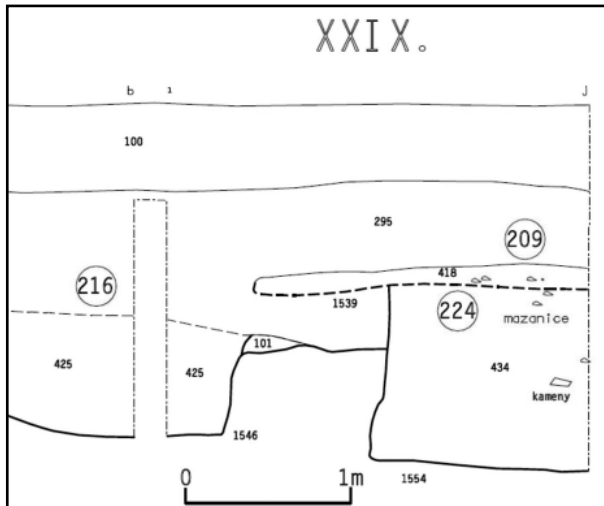
Podloží lokality tvoří kvartérní uloženiny, jako jsou hlíny, spraše, písky a štěrky. V těsném okolí lokality jsou to neogenní (pliocén) pestré písky, štěrky, silty, jíly a pestré jíly (fluviální, fluvioakustrinní).

Vzorky půdy pro fosfátovou analýzu byly odebrány z jámy ležící ve čtverci XXIX (obr. 1). Rozměry jámy jsou 250 cm (směr S–J) × 120 cm (směr V–Z) × 150 cm. Na dně objektu se nachází jílovitá výrazně nažloutlá hlína. V profilu je možné rozeznat několik vrstev. Ve spodní části je to jemnozrnná hnědošedá hlína s obsahem úlomků cihel a kořeny rostlin, nad ní leží ve výšce 120 cm tenká vrstva (15 cm) nažloutlé hlíny, hrubozrnná se zbytky mazanice. Dále se v profilu směrem vzhůru nachází vrstva tmavě hnědošedé hrubozrnnější hlíny, která obsahuje úlomky cihel a kousky uhlíků.



Obr. 1: Pohled na čtverec XXIX. Zachycen profil a dno objektu 224 (vpravo), ze kterých byly odebrány vzorky (Foto Kalábek 2010).

Fig. 1: View on the square XXIX. The profile and bottom of the object 224 (right), from which samples were taken (Photo Kalábek 2010).



Obr. 2: Východní stěna profilu ze čtverce XXIX. 209, 216, 224 – objekty; 100, 101, 295, 418, 425, 434 – uloženiny; 1546, 1554 – čísla výkopů (M. Kalábek 2011 – dosud nepublikováno).

Fig. 2: Eastern profile of the square XXIX. 209, 216, 224 – objects; 100, 101, 295, 418, 425, 434 – layers, 1546, 1554 – the numbers of excavations (M. Kalábek 2011 – not published yet).

Vrstvy v objektu (obr. 2) jsou datovány od eneolitu až po pozdní dobu bronzovou. Eneolit je zachycen v uloženinách č. 425, náležících k objektu 216, a dále také v uloženině 295, kde přechází až do pozdní doby bronzové. Uloženina č. 434 je datována do starší doby bronzové, náleží k objektu 224, a uloženina 418 do pozdní doby bronzové, objekt 209 (obr. 2).

Celkem bylo z objektu odebráno 97 vzorků, 56 ze dna objektu v pravidelné síti 20 × 20 cm a 41 vzorků z profilu objektu (východní stěna) v pěti vrstvách ve vzdálenosti odběrových bodů přibližně 30 cm. Odebrané vzorky byly nejdříve sušeny na vzduchu a poté v elektrické sušárně při teplotě 80 °C po dobu 4 hodin. Po vysušení byly vzorky přesety přes síto o velikosti oka 0,5 mm a podsítná frakce rozetřena v třecí misce.

### Metodika

Stanovení fosforu proběhlo v Ústavu geologických věd Masarykovy univerzity v Brně. Ke stanovení obsahu fosfátu byla použita metoda výluhu zeminy v koncentrované kyselině dusičné a následně fotometrické stanovení.

K navážce 1 g zeminy v odměrné baňce 200 ml bylo přidáno 10 ml koncentrované kyseliny dusičné, a následně voda tak, aby celkový objem činil přibližně 50 ml. Poté byla směs vařena 5 minut na elektrickém vařiči. Po vychlazení byla směs doplněna vodou po značku (200 ml) a důkladně protřepána. Po 24 hodi-

nách byl z čistého vzorku odpipetován alikvotní díl 25 ml do odměrné baňky o objemu 100 ml. K odpipetovanému podílu vzorku bylo přidáno 5 ml koncentrované kyseliny dusičné p. a. a zředěno na 75 ml. Ke vzorku bylo dále přidáno 10 ml roztoku vanadičnanu a molybdenanu amonného, který se připraví rozpuštěním 1,25 g vanadičnanu amonného ( $\text{NH}_4\text{VO}_3$ ) ve 400 ml zředěné kyseliny dusičné a rozpuštěním 50 g molybdenanu amonného ( $3(\text{NH}_4)_2\text{O}_3 \cdot 7\text{MoO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) v 500 ml destilované vody s přísadkou několika ml  $\text{NH}_4\text{OH}$  (Weiss et al. 1983). Následně byla odměrná baňka doplněna vodou po značku a důkladně promíchána. Fosforečnany tvoří s vanadičnanem a molybdenanem intenzivně žlutě zbarvený komplex. Následně po 24 hodinách byl roztok fotometrován (fotometricky stanoven obsah fosfátů) (spektrofotometr Helios).

Získaná data byla zpracována graficky pomocí programu Surfer® 8.0 (dále jen Surfer).

### Výsledky

Fotometrickým stanovením lze získat obsah fosfátu vyjádřený jako množství  $\text{P}_2\text{O}_5$  v 1 mg. Následným přepočtem lze získat obsah čistého fosforu v ppm. U vzorků ze dna objektu byly zjištěny obsahy fosforu v rozmezí od 709 do 2 186 ppm (tab. 1). U vzorků z profilu objektu byly stanoveny hodnoty v rozmezí od 1 563 do 12 249 ppm fosforu (tab. 2).

V programu Surfer byl vytvořen model dna (obr. 3), který využívá izolinie pro znázornění míst se stejnými koncentracemi fosforu. Místa odběru vzorků jsou v modelu vyznačena body s příslušnými čísly vzorků. Z grafického znázornění je patrné, že k největšímu obohacení půdy fosforem došlo v pravém dolním rohu, zvýšené hodnoty jsou patrné i v pravém horním rohu a také ve středu objektu. Ve vertikálním profilu (obr. 4) je zachycena tendence růstu obsahu fosforu směrem k mladším vrstvám půdy, největší

číslo vzorku	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ppm P	1928	1242	1118	1152	930	1106	1813	1060	1323	1563	858	971
číslo vzorku	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
ppm P	1865	1646	1325	1906	1129	794	1334	1716	1059	1717	1128	1054
číslo vzorku	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
ppm P	1295	1239	870	1806	875	878	1158	1436	1197	1407	1020	951
číslo vzorku	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
ppm P	877	1119	1354	2186	2027	2105	2024	1195	1511	1157	1646	1603
číslo vzorku	49	50	51	52	53	54	55	56				
ppm P	1142	1189	761	1002	1084	1017	709	723				

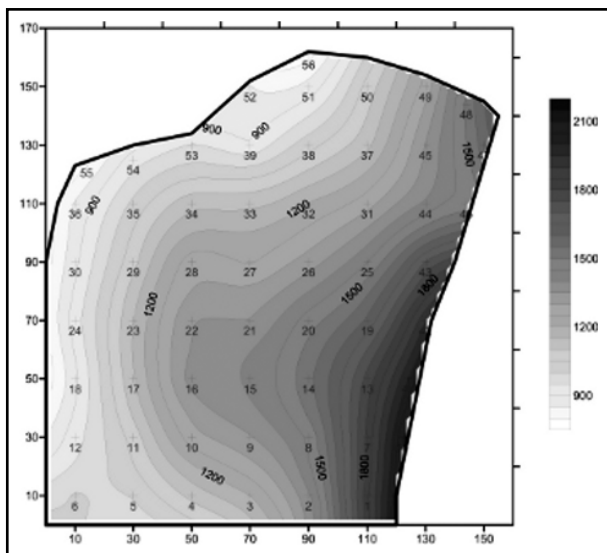
Tab. 1: Koncentrace  $\text{P}_2\text{O}_5$  (dno objektu).

Tab. 1:  $\text{P}_2\text{O}_5$  concentrations (the object bottom).

číslo vzorku	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68
ppm P	3060	2293	1563	2299	2037	3391	3727	2221	2832	3172	5358	5609
číslo vzorku	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
ppm P	4093	3893	3453	3009	3035	2850	5921	3862	2504	2228	2293	7097
číslo vzorku	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92
ppm P	7688	6819	7133	6287	5081	6038	7965	6474	7946	8811	12249	8052
číslo vzorku	93	94	95	96	97							
ppm P	8107	6731	8551	9723	9375							

Tab. 2: Koncentrace  $\text{P}_2\text{O}_5$  (profil objektu).

Tab. 2:  $\text{P}_2\text{O}_5$  concentrations (the object profile).



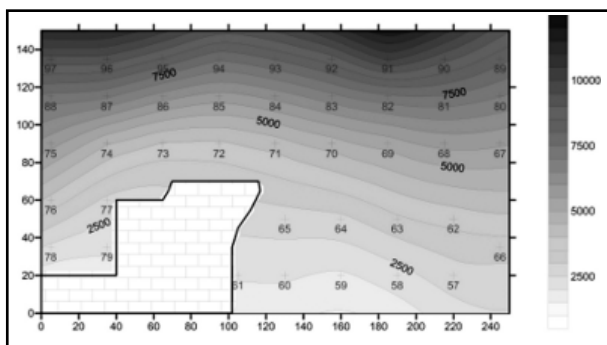
Obr. 3: Rozložení odběrových bodů na dně objektu a koncentrace fosforu [ppm] pomocí izolinií (měřítko v cm).

Fig. 3: Distribution of sampling points on the bottom of the object and phosphorus concentrations [ppm] as isolines (scale in cm).

obsahy fosforu jsou naměřeny v nejsvrchnější vrstvě datované od eneolitu až po pozdní dobu bronzovou.

### Interpretace

Ze zjištěných koncentrací fosforu, jejich následného grafického znázornění a archeologické datace jsme usuzovali dřívější funkce jednotlivých objektů. Ve stěně výkopu se nachází několik vrstev uloženin odlišného stáří od eneolitu, až po pozdní dobu bronzovou (M. Kalábek 2011 – rukopisné poznámky). Množství obsaženého fosforu se v nich mění (obr. 4).



Obr. 4: Rozložení odběrových bodů v profilu objektu a koncentrace fosforu [ppm] pomocí izolinií (měřítko v cm).

Fig. 4: Distribution of sampling points in the object profile and phosphorus concentrations [ppm] as isolines (scale in cm).

Nejnižší obsahy fosforu jsou ve spodních vrstvách profilu. Zde se nachází objekt 224 vyplněný uloženinami starší doby bronzové. Z této doby je na lokalitě zachycen horizont, ve kterém jsou do starší kulturní vrstvy za-

hloubeny zásobní jámy s bohatými nálezy (M. Kalábek 2011 – rukopisné poznámky). V případě objektu 224 by se mohlo jednat o jednu z těchto zásobních jam, která byla pravděpodobně později zasypána.

Ve spodní vrstvě profilu se nachází část objektu 216, který je datován do eneolitu a náleží ke kultuře s moravskou malovanou keramikou. Toto je období, ve kterém se na lokalitě začala tvořit kulturní vrstva dosahující mocnosti na některých místech až 0,7 m. V této vrstvě se mimo běžné sídelní objekty nacházejí i pece s propálenými dny (M. Kalábek 2011 – rukopisné poznámky). V případě objektu 216 jde pravděpodobně o některý ze sídelních objektů, pravděpodobně také zásobnice.

Vrstva 295, ve které se nachází uloženiny, v nichž obsah fosforu narůstá s výškou, je datována od eneolitu navazujícího na objekt 224 (taktéž stáří eneolit) po pozdní dobu bronzovou (M. Kalábek 2011 – rukopisné poznámky). Nárůst obsahu fosforu v této vrstvě lze korelovat s větším ukládáním organické hmoty v mladších obdobích, což pravděpodobně souvisí s jejím hojnějším využitím.

Zhruba uprostřed vrstvy 295 se nachází objekt 209, který tvoří uloženiny 418 datované do pozdní doby bronzové (M. Kalábek 2011 – rukopisné poznámky). V případě tohoto objektu by se mohlo jednat o pozůstatky mladšího (pozdní doba bronzová) sídelního objektu, který byl postaven na místě původní zásobnice.

Dno čtverce, ze kterého byly odebírány vzorky, není bohužel zachyceno v nákresech pořízených archeology. Pravděpodobně se jedná o dno objektu 224 zachyceného v profilu.

Z obrázku 3 je patrné, že převážně u pravého okraje dna dochází k nárůstu obsahu fosforu, což by v případě, že objekt sloužil jako zásobnice, bylo způsobeno rozkladem většího množství organického materiálu, který byl v jámě uložen.

### Závěr

Ukázalo se, že metoda výluhu zeminy v koncentrované kyselině dusičné s následným fotometrickým stanovením obsahu fosforu je vhodná pro analýzu vzorků z archeologických lokalit. Mezi její hlavní přednosti patří časová a finanční nenáročnost. Vzhledem k tomu, že se jedná o metodu, která není v současné době běžně využívána, bude potřeba provést srovnávací studii se standardními postupy, která ověří její spolehlivost.

### Poděkování

Autoři děkují P. Kadlecovi (Ústavu geologických věd MU) za provedení laboratorních analýz a seznámení s jejich provedením, L. Hýlové (Katedra geologie UP) za pomoc při modelování v programu Surfer a M. Kalábkovi (AC Olomouc) za poskytnutí archeologických podkladů. Práce byla podpořena projektem IGA UP PrF\_2012\_004.

**Literatura**

- Ernée, M. (2005): Využití fosfátové půdní analýzy při interpretaci kulturního souvrství a zahloubených objektů z mladší a pozdní doby bronzové v Praze 10 – Záběhlicích. – *Archeologické rozhledy*, 57, 303–330.
- Holliday, V. T. – Gartner, W. G. (2007): Methods of soil P analysis in archeology. – *Journal of Archaeological Science*, 34, 301–333.
- Rypkema, H. A. – Lee, W. E. – Galaty, M. L. – Haws, J. (2007): Rapid, in-stride soil phosphate measurement in archaeological survey: a new method tested in Loudoun County, Virginia. – *Journal of Archaeological Science*, 34, 1859–1867.
- Weiss, D. – Šulcek, Z. – Dempír, J. (1984): *Metody chemických analýz nerostných surovin*. – Ústřední ústav geologický Praha.

# SEDIMENTÁRNĚ-GEOLOGICKÉ STUDIUM VYBRANÝCH KVARTÉRNÍCH SEDIMENTŮ V OKOLÍ BRNĚNSKÉ PŘEHRADY

Sedimentological study of the selected Quaternary deposits in the area of the Brno dam

Marek Mikulík<sup>1</sup>, Slavomír Nehyba<sup>1</sup>, František Hubatka<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 175886@mail.muni.cz

<sup>2</sup> Kolej Consult & servis s. r. o., Křenová 35, 602 00 Brno

(24-32 Brno)

**Key words:** fluvial deposits, lithofacies, Pleistocene

## Abstract

Outcrops of Quaternary deposits are lining banks of the Brno dam. One of them is situated on the left bank ~ 250 m NW of the Osada pier. The sedimentary profile of Pleistocene deposits is composed of fluvial deposits of the Paleo – Svatka River covered by colluvial and eolian (loess) deposits. Alternation of various facies and various grain-size fractions reveals alternation of more or less arid conditions and also evolution of the surrounding landscape.

## Úvod

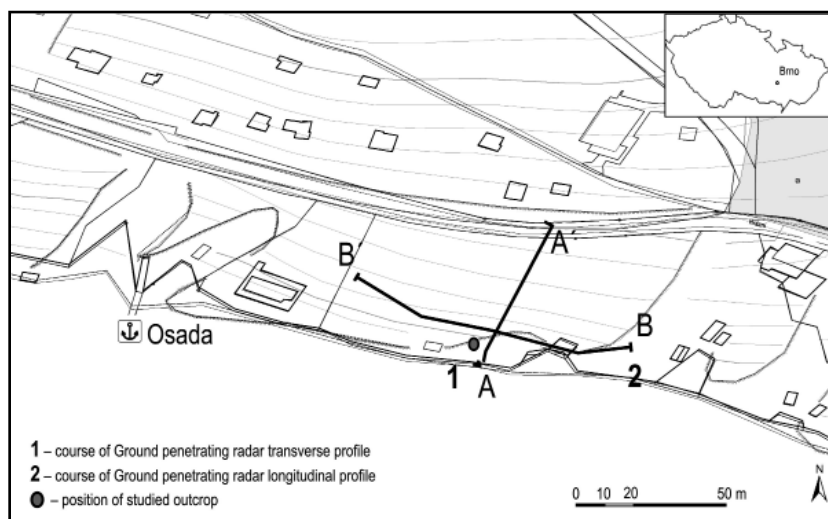
Pro studium kvartérního vývoje krajiny jsou v našich podmínkách zajímavé zvláště různé mocné akumulace zejména fluviálních a eolických sedimentů v sepětí s morfologií jejich těles ve vazbě na vývoj okolního reliéfu. Rozsáhlým fluviálním akumulacím označeným jako říční terasy věnovali v brněnském prostoru pozornost např. Říkovský (1932a, 1932b), Zapletal (1927–1928), Musil 1982, Čurda et al. (1994), Müller et al. (2000) a mnozí další. Fluviální sedimenty spojované s řekou Svatkou se mimo jiné nachází v prostoru Brněnské přehrady, kde proběhla předložená studie.

Studovaná lokalita je situována na levém břehu brněnské přehrady cca 250 m sz. od zastávky Osada (obr. 1). Báze profilu leží ve výšce 233,5 m n. m. GPS souřadnice jsou 49°14'44.9" N, 16°30'13.5" E. Stěna profilu je vysoká cca 4,5 m a dlouhá cca 20 m. Orientace výchozu je SZ–JV.

## Metodika

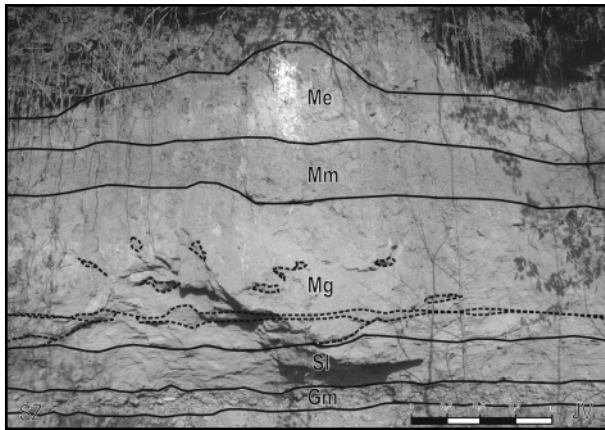
V rámci sedimentárního profilu (obr. 2) bylo vyčleněno 5 litofacií (faciální analýza Nemeč 2005, Miall 1996) a odebráno celkem 6 vzorků pro zrnitostní analýzu. Ke studiu zajištěných vzorků byl použit vibrační síťovací přístroj zn. Retsch AS 200 (frakce 0,063–4,00 mm, síťování za mokra) v kombinaci s laserovým granulometrem Cilas 1064 (frakce 0,04–500 μm). Statické parametry zrnitosti sedimentů byly počítány dle vzorců Folk & Ward 1957, klasifikace sedimentů dle Konty 1973.

Petrografickému studiu hrubé zrnitostní frakce (tj. nad 4 mm) bylo podrobena celkem 917 klastů [zaoblení zrn dle Powers (1953), tvar zrn dle tvarových tříd Zinggovi klasifikace (1935)]. Součástí studia sedimentů bylo měření objemové magnetické susceptibilitě. Měření proběhlo za pomoci kappa můstku KLY–4. Vzorky byly upraveny do válečku cca ø 25 × 22 mm. Jedno měření probíhalo cca 25 sekund. Bylo realizováno celkem 158 měření na 32 vzorcích, odebraných vždy po 0,1 m ze zčištěné stěny profilu. Měření, které vykazovalo výrazné odchylky, bylo opakováno natáčením vzorku ve snímací cívice (až 10 měření). Běžně však postačila pouze 3 měření. Získaná data byla přepočítána na hmotnostně – specifickou susceptibilitu ( $\chi$ ) vyjádřenou v m<sup>3</sup>.kg<sup>-1</sup>.



Obr. 1: Schematická pozice studovaného výchozu a průběh georadarových řezů.

Fig. 1: Schematic position of studied outcrop and the courses of Ground penetrating radar profiles.



Obr. 2: Faciální architektura zájmového výchozu.  
Fig. 2: Facies architecture of the studied outcrop.

Dva georadarové profily s využitím geofyzikálního radaru Pulse Ekko Pro při frekvenci 50 MHz, rozstupem antén 3 m a krokem měření 0,5 m byly na lokalitě provedeny za účelem bližšího poznání tvaru sedimentárních těles a charakteru podloží. Z důvodu interpretace naměřených profilů byla provedena také jedna sonda vertikálního elektrického sondování VES.

### Výsledky a jejich interpretace

Při bázi profilu vystupuje těleso hrubozrnného štěrku s podpurnou strukturou valounů až písčité matrix. Maximální velikost klastů byla 25 cm (osa A), běžně však kolem 10 cm. Svrchní hranice tělesa štěrku je nerovná. V rámci tělesa lze identifikovat hrubé planární zvrstvení a sediment přiřadit k facii Gm (Miall 1996). Byla pozorována přednostní orientace valounů a(p) a(i) i a(t) b(i), v rozmezí od 284°–324° (12 měření). Valounová analýza (frakce nad 8 mm, 376 klastů) ukazuje na značné zastoupení rul (38,6 %). Běžné jsou hlavně středně zrnité muskovitické, dvojslídnné, načervenalé (ružové) až světle šedé typy (s dobře vyvinutou foliací) s převážně diskovitým (44,3 %) nebo čepelovitým (34,2 %) tvarem. Tvary sloupcovité (17,4 %) a sférický (5,1 %) jsou méně zastoupeny. Valouny rul byly většinou polozaoblené (47,4 %) a zaoblené (35,5 %) nebo poloostrohranné (16,8 %). Hojně zastoupení vykazují také bělavé až světle šedé, místy načervenalé valouny křemene (23,1 %), které mají nejčastěji diskové, sférické a vřetenovité tvary, méně často pak tvary čepelovité. Valouny křemene byly zejména poloostrohranné (48,9 %) nebo polozaoblené (36,4 %). Ze sedimentárních hornin byly zastíženy jemnozrnné až středozrnné, šedé, světle až rezavě hnědé pískovce (16,8 %), které jsou obvykle zaoblené, výjimečně polozaoblené. V malém množství (první procenta) byly zastíženy jemnozrnné křemenné pískovce a středozrnné arkózy. Tyto mají především diskovité, čepelovité nebo vřetenovité (jednotlivě do 28 %) tvary, méně pak tvary sférické a jsou dobře až velmi dobře zaoblené (79,9 %) nebo polozaoblené (20,1 %). Z dalších hornin byly zastíženy zaoblené převážně diskovité či čepelovité valouny svoru (11,7 %), metabazitu (2,1 %), křemen – živcového agregátu (1,6 %), amfibolitu (1,1 %), dioritu (1,1 %), granitoidů (0,9 %) a tmavě hnědého až světle černého rohovce (0,6 %). Facie Gm je interpretována jako produkt

fluviální sedimentace, spojovaný především s tvorbou říčních (vnitrokorytových?) valů. Tyto sedimenty zařazují (Müller et al. 2000) do období spodního a začátku středního pleistocénu (günz – mindel) mezi tuřanskou a rebešovicou terasu. V pojetí Zapletala (1927–1928) se jedná o říční terasu B (30 m nad hladinou řeky) a dle Říkovského (1932a) o úroveň I/1 (20 m). V geologické mapě (Cícha et. al 1967) jsou tyto sedimenty zakresleny jako fluviální štěrkopísky mladšího mindelu (rebešovicá terasa). Pro valouny je typická relativně vzdálenější zdrojová oblast, kde výraznou roli zaujímají ruly moravika a svrateckého krystalinika. Určitou roli hrály také sedimenty boskovické brázdy a nejspíše i starší fluviální sedimenty stáří ottang známé v okolí.

V nadloží štěrku se vyskytuje středně zrnitý až jemnozrnný písek střídající se s mírně zvlněnými laminami šedohnědého siltu, případně až světle žlutohnědý, jemně slídnatý až jemnozrnný písek s občasou přítomností valounků do 3 cm. Mocnost vrstvy nepřesahuje 0,45 m a její strop i báze jsou nerovné. Granulometrické studium ukázalo dominanci prachové (49 %) a písčité frakce (48 %), podružně pak frakce jílové (2 %) a štěrkové (1 %). Sediment vykazoval špatné vytřídění, přičemž hodnota koeficientu  $\sigma I$  odpovídala 1,9  $\Phi$  (Folk & Ward 1957). Medián Mz dosahoval hodnoty 4,45  $\Phi$  (0,044 mm). Sediment lze spojit s facií Sl (Miall 1996). Při svrchní hranici tohoto tělesa byly vzácně zjištěny izolované až 30 cm velké poloostrohranné klasty granodioritu. Tyto sedimenty spojujeme jednak s fluviální činností, kdy se nejspíše jedná o průvalové sedimenty usazené již mimo paleokoryto. Přítomnost málo opracovaných klastů tvořených horninami nejbližšího okolí (tj. brněnského masivu) spojuje jejich původ s činností gravitace a ukazuje na existenci výrazného ukloněného reliéfu se slabě zvětralými odkryvy granitoidů v době sedimentace.

Výše v nadloží vystupuje komplex (mocný až 1,4 m) světle šedých, světle hnědých, zrzavě šmouhovaných vápnitých písčitých siltů se šikmou až mírně zvlněnou laminací, ve kterých vystupují občasné nepravidelné klínovité až čočkovité tělesa štěrkovitého písku s ostrohrannými klasty (max. osa A do 1 cm), případně ve vyšších partiích jednotlivé roztroušené klasty s délkou osy A až do 0,7 cm (facie Mg). Komplex je charakteristický nerovnou bází i stropem. Pro laminované písčité silty (2 zrnitostní analýzy) je charakteristická dominance prachové frakce (60–68 %), frakce písčité (jemnozrnný a velmi jemnozrnný písek) představuje 28–31,5 % a přítomnost jílové složky je velmi malá (< 3%). Koeficient vytřídění  $\sigma I$  se pohyboval v hodnotách 1,9–3,0  $\Phi$ . Medián Mz dosahoval hodnot 4,4 až 5,1  $\Phi$  (0,03 až 0,053 mm). Tělesa štěrkovitého písku mají velmi nepravidelný tvar i mocnost (vzácně až 15 cm), nepravidelná je také jejich báze i strop. Zřetelná je dominance písčité frakce (57 %) a významný podíl frakce štěrkové (31 %). Prachová komponenta představuje 11,5 % a jílová pouze do 0,5 %. Štěrkovitý písek byl špatně vytříděný (koeficient  $\sigma I$  je roven 2,5  $\Phi$ ) a medián Mz dosahoval hodnoty -0,59  $\Phi$  (1,47 mm). U facie Mg lze uvažovat o eolicko-koluvialní sedimentaci. Šmouhované písčité silty můžeme spojit s usazováním ze vzdušné masy



a nepravidelná tělesa s ostrohrannými klasty s kombinací gravitačních a fluvialních procesů. Tyto procesy lze spojit se střídáním relativně chladnějších a sušších období s obdobími relativně teplejšími s fluvialně-aluviálními splachy především ostrohranných zvětralin nejbližšího okolí a podřízeně také starších sedimentů. Během této fáze sedimentace docházelo k postupnému zarovnávaní reliéfu.

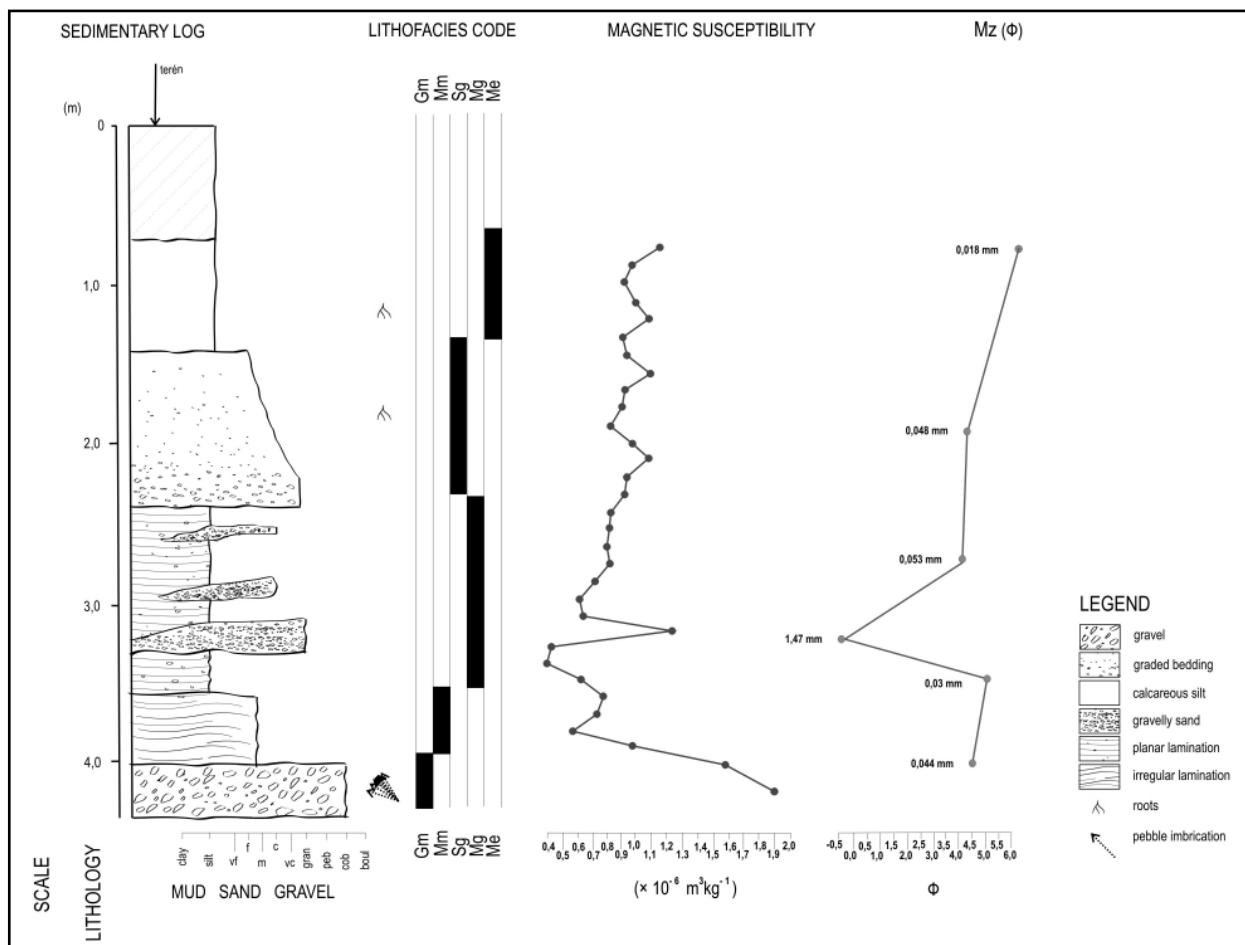
V nadloží vystupuje facie Mm tvořená sytě hnědým zahlněným písčítým siltem s hojnou přítomností angulárních až subangulárních klastů růžového až načervenalého granitu až granodioritu (max. do 0,5 cm, osa A) a občasným výskytem zaoblených až polozaoblených valounů (do 5 cm). Ostrohranné klasty jsou přítomny zejména na bázi a díky ubývání jejich přítomnosti směrem vzhůru vykazuje facie pozitivní gradaci. Dále jsou typické časté stopy po kořenech a projevy pedogeneze. Mocnost tělesa je proměnlivá, nepřesahuje však 0,85 m. Granulometrické studium ukázalo dominanci prachové komponenty (66 %) a významný podíl písčité frakce (29 %). Jílová frakce představuje 2 %, šterková frakce je reprezentována 3 %. Písčitý silt vykazoval špatné vytřídění (koeficient  $\sigma I$  je roven 3,49  $\Phi$ ). Medián Mz odpovídal hodnotě 4,45  $\Phi$  (0,048 mm).

Nejvyšší část profilu představuje světle žlutohnědý masivní vápňitý písčitý silt (facie Me) se stopami po kořenech. Mocnost tělesa je do 0,8 m. Facie je charakteristická vysokým zastoupením prachové frakce (79 %) a absencí

šterkové složky. Písčitá složka je reprezentována 17 % a jílovitá složka 4 %. Sediment vykazoval špatné vytřídění, přičemž hodnota koeficientu  $\sigma I$  odpovídala 2,1  $\Phi$  (Folk & Ward 1957). Medián Mz dosahoval 5,9  $\Phi$  (0,018 mm). Facie Me představuje produkt eolické sedimentace a lze ji označit za sprašový sediment.

Petrografické složení hrubé zrnitostní frakce (tj. nad 4 mm) zjištěné v rámci facie Sl (72 klastů) i nadložních facií Mg (331 klastů) a Mm (138 klastů) je vcelku jednotné. Typická je dominance angulárních až subangulárních zrn křemene (40–50 %) a červeného až růžového granitu až granodioritu (35–42 %). Nejčastější jsou tvary sférické a diskovité, méně pak vřetenovité. Z dalších hornin byly podřadně zastoupeny křemen-živcový agregát, jemnozrný vápenec, rula, svor, metabazit a pískovce. Tyto klasty mají obvykle diskovitý či vřetenovitý tvar a jsou především polozaoblené (pískovce, svor) až subangulární (křemen-živcový agregát).

Magnetická susceptibilita (MS) byla vyhodnocena celkem u 32 vzorků z facií Gm, Sl, Mg, Mm i Me. Měřené hodnoty se pohybovaly v rozmezí od  $0,419 \times 10^{-6}$  do  $1,905 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ . Nejvyšších hodnot MS bylo dosaženo ve facii Gm (v rámci písčité až písčito-šterkovité matrix hrubozrnného šterku) cca 0,1 m nad úrovní báze studovaného profilu ( $1,905 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ), zatímco nižších hodnot dosahovaly vápňité písčité sily cca 0,2 m



Obr. 3: Litologický profil, hodnoty magnetické susceptibilita a střední velikosti zrna (Mz).

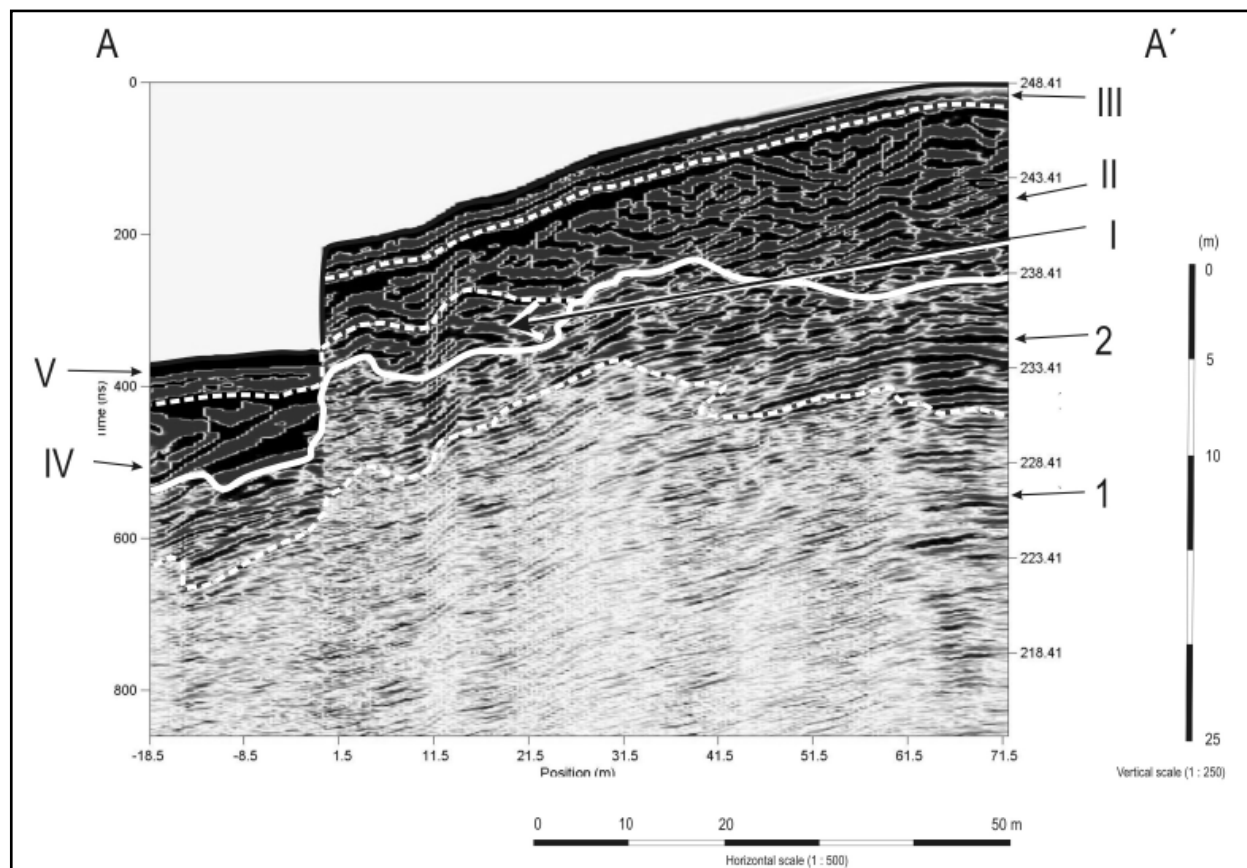
Fig. 3: Lithology, values of magnetic susceptibility and mean grain size (Mz) of the studied profile.

nad bází facie Mg ( $0,418 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ). V rámci sedimentárního profilu (tj. od 1,1 m nad úrovní báze profilu) lze již pozorovat relativně konstantní nárůst MS směrem do nadloží. Výjimku zde tvoří hodnota dosažená ve facii Mg, kde těleso štěrkovitých písků představuje nárůst MS. MS pro jemnozrnnější frakce (písečité silty) se pohybuje mezi hodnotami  $0,418$  až  $1,15 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ , kdežto hrubozrnnější frakce (štěrkovitý písek) kopírují vyšší hodnoty MS. Dosažené výsledky jsou znázorněny na obr. 3.

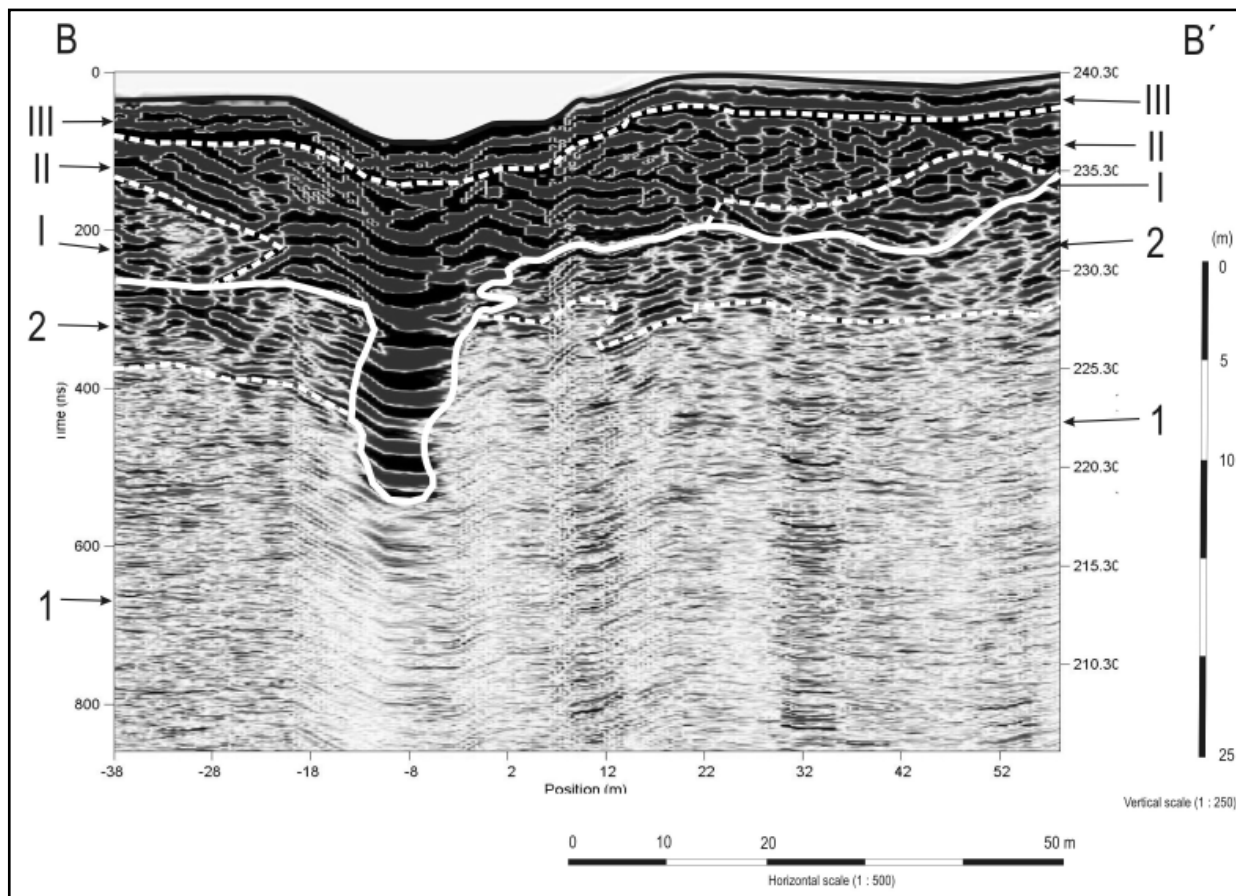
V příčném georadarovém řezu (obr. 4) se nezvětralé skalní podloží nachází v hloubce 8 až 18 m (těleso 1). V nadloží je vyvinuto velmi nepravidelné těleso nejspíše zvětralin o mocnosti až 10 m (těleso 2). Lze pozorovat nepravidelný úklon skalního podloží generelně k JZ. Tato tělesa nevystupují v nejbližším okolí studovaného území na povrch. Velmi nápadné je seříznutí svrchní části tělesa zvětralin v protažení erozního klifu na březích dnešního přehradního jezera. Nadloží tělesa zvětralin je odlišné v místech pod hladinou údolní nádrže a v rámci jejích břehů (to zčásti ukazuje na genezi nadložních sedimentů). V místech břehu nacházíme v přímém nadloží tělesa 2 několik sedimentárních poloh s ukloněnými (agradacními) a planárními vnitřními reflexy, které označujeme jako těleso I. Tyto sedimenty lze interpretovat jako fluviální, spojit je nejspíše s faciemi Gm a Sl studovanými v rámci březního klifu. Fluviální sedimenty tedy zasahují asi kolem

30 m od okraje abrazního klifu směrem k SV. Těleso II v nadloží je tvořeno řadou drobnějších poloh, které mají nepravidelně protáhlou korytovitou bázi, masivnější charakter reflexů často rovnoběžných s bází poloh. Sedimenty tohoto tělesa lze spojit s faciemi Mg, Mm a Me a jejich deluviálně-eolickým charakterem. Nejvyšší část profilu je pak tvořena subhorizontálně uloženým tělesem III s detailnějšími reflexy rovnoběžnými se subhorizontální bází tělesa. Tyto sedimenty odpovídají půdní vrstvě. V oblasti pod hladinou jezera jsou v nadloží zvětralinového pláště hornin brněnského masivu (těleso 2) vyvinuty sedimenty s nepravidelnou bází a relativně masivními reflexy ukloněnými směrem k JZ (těleso IV). Charakter reflexů je relativně podobný situaci v rámci výše popsaného tělesa II. Tyto sedimenty proto spojujeme s říčením břehů přehradního jezera ve spojení s březní nátrží a následnou akumulací (spolu s částečným rozplavením) podél okraje přehrady při počátečních stádiích formování březního pásma přehradního jezera. V nadloží tělesa IV leží sedimenty tělesa V. Můžeme pozorovat horizontální bázi, deskovitý tvar a vcelku rovnoběžný průběh relativně detailních vnitřních reflexů. Sedimenty lze spojit jednak se sedimentací v březní zóně přehradního jezera i s usazením především pod hladinou vody.

V podélném řezu (obr. 5) se povrch skalního podloží nachází v hloubce 5 až 7 m. Nápadný je skok v hloubce pře-



Obr. 4: Příčný georadarový profil. Legenda: 1 – nezvětralé skalní podloží; 2 – zvětralinový plášť; I – fluviální sedimenty; II – koluviálně-eolické sedimenty; III – půdní kryt; IV – sedimenty spojené s říčením břehů přehradního jezera; V – sedimenty přehradního jezera. Fig. 4: Ground penetrating radar transverse profile. Explanation: 1 – solid rocks of Brno Massif; 2 – weathered rocks of Brno Massif; I – Quaternary fluvial deposits; II – Quaternary colluvial and eolian deposits; III – soils; IV – collapsed parts of the bank cliff; V – modern deposits of the Brno reservoir.



Obr. 5: Podélný georadarový profil. Legenda: 1 – nezávětralé skalní podloží; 2 – zvětralinový plášť; I – fluviační sedimenty; II – koluviálně-eolické sedimenty; III – půdní kryt.

Fig. 5: Ground penetrating radar longitudinal profile. Explanation: 1 – solid rocks of Brno Massif; 2 – weathered rocks of Brno Massif; I – Quaternary fluvial deposits; II – Quaternary colluvial and eolian deposits; III – soils.

devším nezávětraleho skalního podloží odpovídající poloze erozní rýhy (v protažení Rokle). To ukazuje na tektonickou predispozici tohoto erozního tvaru vzniklého především ronovou činností. Vpravo a vlevo od erozní rýhy můžeme pozorovat rozdílnou mocnost zvětralinového pláště, i jeho zvlněný povrch. V nadloží krystalinických hornin jsou dva izolované výskyty sedimentů tělesa I, které mají zvlněný průběh báze. Vnitřně lze odlišit kombinaci konvexního a konkávního průběhu reflexů. Sedimenty tělesa II nasedají někde na zvětrale skalní podloží, jinde kryjí sedimenty tělesa I. Polohy sedimentů tělesa II mají nepravidelnou protáhlou korytovitou bázi, masivnější charakter reflexů rovnoběžný s bází. Erozní rýha je vyplněna také těmito horizontálně uloženými sedimenty, které zde vykazují subhorizontální průběh reflexů. Vyšší partie tělesa II, zvláště při okrajích erozní rýhy a tam, kde kryjí podložní sedimenty, mají ukloněný průběh. Nejvyšší část profilu pak tvoří generálně deskovitě, v místech erozní rýhy konvexně

prohnuté, těleso III. Jeho báze má zvlněný charakter se zahloubením v místě erozní rýhy a reflexy jsou obecně horizontální, když kopírují průběh báze.

Pleistocenní fluviační sedimenty tedy sedimentovaly v zájmovém prostoru přímo na horniny brněnského masivu. Starší neogenní sedimenty (známé z blízkého okolí) byly ze zájmového prostoru v rozhodující míře vyklizeny před jejich usazením. Relativně výrazný reliéf byl následně (tj. po usazení fluviačních sedimentů) částečně zarovnan především díky koluviálně-eolické sedimentaci. V rámci málo odolných koluviálně-eolických sedimentů vznikaly erozní rýhy, které byly ve spodních partiích vyplňovány výše ve svahu erodovaným materiálem.

**Poděkování**

Studium bylo částečně podpořeno grantem GA ČR 205/09/0103.

**Literatura**

- Cícha, I. et al. (1969): Základní geologická mapa 1 : 25 000, list M-33-106-A-c (Brno-západ). – Ústřední ústav geologický Praha.
- Čurda, J. et al. (1994): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů, list 24-32 Brno. – Český geologický ústav Praha.
- Folk, R. L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.
- Konta J. (1973): Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin. – Petrografický ústav UK Praha.
- Miall, A. D. (1996): *The geology of fluvial deposits*. — Springer-Verlag, 1–582. Berlin.
- Müller, P. – Novák, Z. – Bubík, M. – Buriánková, K. – Čurda, J. – Eliáš, M. – Gilíková, H. – Gregerová, M. – Grym, V. – Hanák, J. – Hanžl, P. – Havlíček, P. – Hrádek, M. – Kadlec, J. – Krejčí, O. – Květoňová, E. – Melichar, R. – Müller, V. – Müllerová, H. – Novák, M. – Otava, J. – Pálenský, P. – Petrová, P. – Píše, J. – Sedlák, J. – Šmerdová, B. – Valoch, K. – Vít, J. (2000): *Geologie Brna a okolí*. — Český geologický ústav Brno.
- Musil, R. ed. (1982): *Kvartér brněnské kotliny – Stránská skála IV*. – *Studia geographica*, 80, 1–283. Brno.
- Nemec, W. (2005): *Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses*. – Institutt for geovitenskap, Uni. Bergen, 1–28.
- Powers, M. C. (1953): A new roundness scale of sedimentary particles. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 117–119.
- Říkovský, F. (1932a): Fluviatilní terasy střední Svratky. – *Spisy vydávané Přírodovědeckou fakultou Masarykovy university*, 152, 1–22. Brno.
- Říkovský, F. (1932b): Předmiocenní reliéf a miocenní plošiny v oblasti střední Svratky. – *Spisy vydávané Přírodovědeckou fakultou Masarykovy university*, 149, 1–21. Brno.
- Zapletal, K. (1927–1928): *Geologie a petrologie okolí brněnského*. – *Časopis Moravského zemského musea*, XXV, 67–111.
- Zingg, T. (1935): Beitrag zur Schotteranalyse, *Schweizerische Mineralogische Petrologische Mitteilungen*, 15, 39–140.

## VÝSLEDKY VRTNÉHO PRŮZKUMU NA LOKALITĚ HLUCHOV (SEDIMENTY SPODNÍHO BADENU KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ)

Results of the drilling survey on the Hluchov locality (Lower Badenian, Carpathian Foredeep)

Slavomír Nehyba<sup>1</sup>, Vladimíra Jašková<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz.

<sup>2</sup> Muzeum Prostějovska, náměstí T. G. Masaryka 2, 796 01 Prostějov

(24-22 Olomouc)

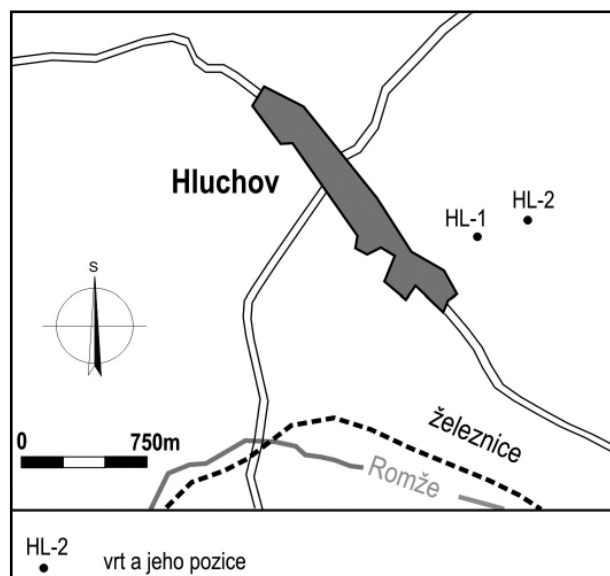
**Key words:** Carpathian Foredeep, Lower Badenian, depositional environment, siliciclastic input

### Abstract

Lower Badenian deposits of the Carpathian Foredeep were newly studied in the sedimentary succession from drill hole Hluchov 2. They represent the deposits of coastal and shallow marine environments. Transgressive systems tract and highstand systems tract were recognized. Volcaniclastic input (distal airfall tephra) was identified in the upper part of the succession. Deposition of limestones is connected with marine transgression and significant reduction of terrigenous input.

### Úvod

Spodnobadenské sedimenty podél z. okraje karpatské předhlubně poskytují informace nejen o procesech v rámci sedimentární pánve samotné, ale také o procesech probíhajících na pasivním okraji pánve, tj. na přilehlých jednotkách Českého masivu. Jednou z takových lokalit je i Hluchov na Prostějovsku. Poblíž vesnice stejného jména byly nově odvrtny dva mělké vrty označené jako HL-1 a HL-2 (obr. 1). Geologická náplň vrtu HL-2 (GPS lokalizace 49° 32,322' N a 17° 00,504' E) je předmětem tohoto příspěvku.



Obr. 1: Lokalizace zájmové oblasti.

Fig.1: Location of the area under study.

### Geologická stavba zájmové oblasti

Předneogenní podloží karpatské předhlubně tvoří v zájmovém prostoru spodnokarbonské/kulmské horniny Drahanské vrchoviny (Mísař et al. 1983), konkrétně pak droby a břidlice myslějovického souvrství (svrchní visé) (Růžička et al. 1995). Zlomové pásmo Hané, orientované ve směru SZ–JV, bylo alpsky reaktivováno a významně ovlivnilo morfolologii okraje pánve v zájmovém prostoru, kde je uvažován komplikovaný zlomově řízený reliéf úzkých a hlubokých depresí oddělených řadou elevací. Tyto struktury byly orientované pod značným úhlem vůči centrální části pánve (Zapletal 2004). Nejstarší neogenní marinní sedimenty jsou zde řazeny ke karpatu (Vysloužil 1981, Bubík – Dvořák 1996), ale jejich výskyt je omezený. Naprosto dominantní roli v neogenním sedimentárním sledu hrají spodnobadenské sedimenty, které jsou mnohdy uloženy přímo na předneogenním podloží. Nejvyšších mocností (tj. více než 100 m) dosahují tyto sedimenty v prostějovské a lutínské depresi, které směrem na V pokračují do centrální části pánve. Množství izolovaných reliktních neogenních sedimentů v prostoru Drahanské vysočiny je spojováno s protažením prostějovské deprese k SZ (Kalabis 1961, Novák 1975, Jašková 1998, Zapletal et al. 2001, Zapletal 2004). Mocnosti dochovaných sedimentů jsou v rámci těchto výskytů obvykle v jednotkách metrů, přičemž litologicky dominují řasové vápence a písky, zatímco slepence a jíly jsou méně časté. Jedním z těchto výskytů je také lokalita Hluchov.

### Metodika

Litofaciální analýza byla provedena dle zásad uvedených v pracích Tuckera (1988), Walkera a Jamese (1992) a Nemece (2005). Tvar a zaoblení nejhrubší frakce (> 4 mm) byly určeny vizuálně s pomocí metody Powerse (1982). Zrnitostní analýza byla realizována kombinova-

Symbol	Popis
G	Štěrk, podpurná struktura valounů až podpurná struktura matrix (jílovitý písek), špatně vytríděný. Zaoblené až ostrohranné valouny, max. velikost – osa A – 15, obvykle kolem 3 cm. Největší klasty relativně nahromaděné podél báze a svrchní hranice polohy, přítomnost úlomků schránek (ústřice,..). $Mz = -0,23 \phi$ , $\sigma I = 3,7 \phi$ . Facie reprezentuje 11,5% studovaného sledu.
Sf	Narezavěle zelený, zelenošedý, žlutozelený, bělavě či hnědě skvrnitý, špatně vytríděný, jemnozrný až středozrný písek s příměsí valounů (klasty do 3 cm – osa A), úlomky schránek (ústřice,..). Ostrá báze s valouny, masivní či nepravidelné zvrstvení. Proměnlivá přítomnost prachovito-jílovité frakce, občasný výskyt mázder nazelenalého jílu (mocnost do 2 cm). $Mz = 3,4-4,3 \phi$ , $\sigma I = 3,7-4,4 \phi$ . Facie představuje 9,0% sledu.
Sm	Světle žlutohnědý, světle hnědý, zelenohnědý až bělavý jemnozrný až velmi jemnozrný písek, masivní, špatně vytríděný díky nepravidelné příměsí jílovito-prachové frakce. Přítomnost úlomků schránek. Klasty do 4 mm jsou vzácné. $Mz = 3,5-5,3 \phi$ , $\sigma I = 3,0-4,0 \phi$ . Facie reprezentuje 27,1% sledu.
Sl	Světle žlutozelený, bělavě žlutý, jemnozrný až velmi jemnozrný písek, relativně dobře vytríděný, planární laminace, čerňové zvrstvení. Vzácná přítomnost úlomků schránek, velmi vzácné poloostrohranné valouny do 2 cm podél báze vrstvy. $Mz = 3,4-5,5 \phi$ , $\sigma I = 2,8-3,1 \phi$ . Facie reprezentuje 15,7% sledu.
Mg	Světle žlutošedý, rezavě až hnědě skvrnitý, písčité jíly s valouny. Valouny jsou ostrohranné, zaoblené, až 5 cm velké (osa A). Intraklasty narezavěleho jílovce, úlomky schránek (ústřice,..). $Mz = 2,9-4,1 \phi$ , $\sigma I = 3,6-4,4 \phi$ . Někdy střídání světle šedého jílovitého písku (planární laminace, vzácné úlomky schránek a valouny) s nepravidelnými polohami zelenavého masivního jílu (mocnost do 2 cm). Facie reprezentuje 6,0% sledu.
Mm	Bělavě šedý až světle šedý masivní vápnitý slabě prachovito-písčité jíly. Facie reprezentuje 1,8% sledu.
Ls	Bělavě zelenošedý jemnozrný až velmi jemnozrný vápnitý písek až písčité vápenec, masivní, relativně dobře vytríděný. Facie reprezentuje 13,9% sledu.
LI	Bělavě šedý, světle šedý a bělavý mikritický vápenec, planární laminace, malá příměs alochemů (schránky), vzácné max. několik mm mocné jílové laminy. $Mz = 4,3-5,6 \phi$ , $\sigma I = 3,0-3,1 \phi$ . Facie reprezentuje 21,1% sledu.

Tab. 1: Facie a jejich základní charakteristika.

Tab. 1: List of facies.

nou metodou síťování a laserové difrakce (Retsch AS 200 síťovací analyzátor a Cilas 1064 laserový granulometer). K určení zrnitostních charakteristik ( $Mz$ ,  $\sigma I$ ) byly využity vzorce dle Folka a Warda (1957). Těžké minerály byly studovány v zrnitostní frakci 0,063–0,125 mm a jejich minerální složení pak na mikrosondě Cameca SX 100 (Společná laboratoř MU a ČGS Brno). Dva georadarové profily s využitím geofyzikálního radaru Pulse Ekko Pro při frekvenci 50 MHz, s rozestupem antén 3 m a krokem měření 0,5 m byly na lokalitě provedeny za účelem bližšího poznání tvaru sedimentárních těles a charakteru podloží firmou Kolejkonzult jako zakázka. Spektrální gammaspektrometrická analýza byla provedena na GR-320 enviSPEC laboratorním spektrometru (Exploranium, Canada) na ÚGV PŘF MU v Brně.

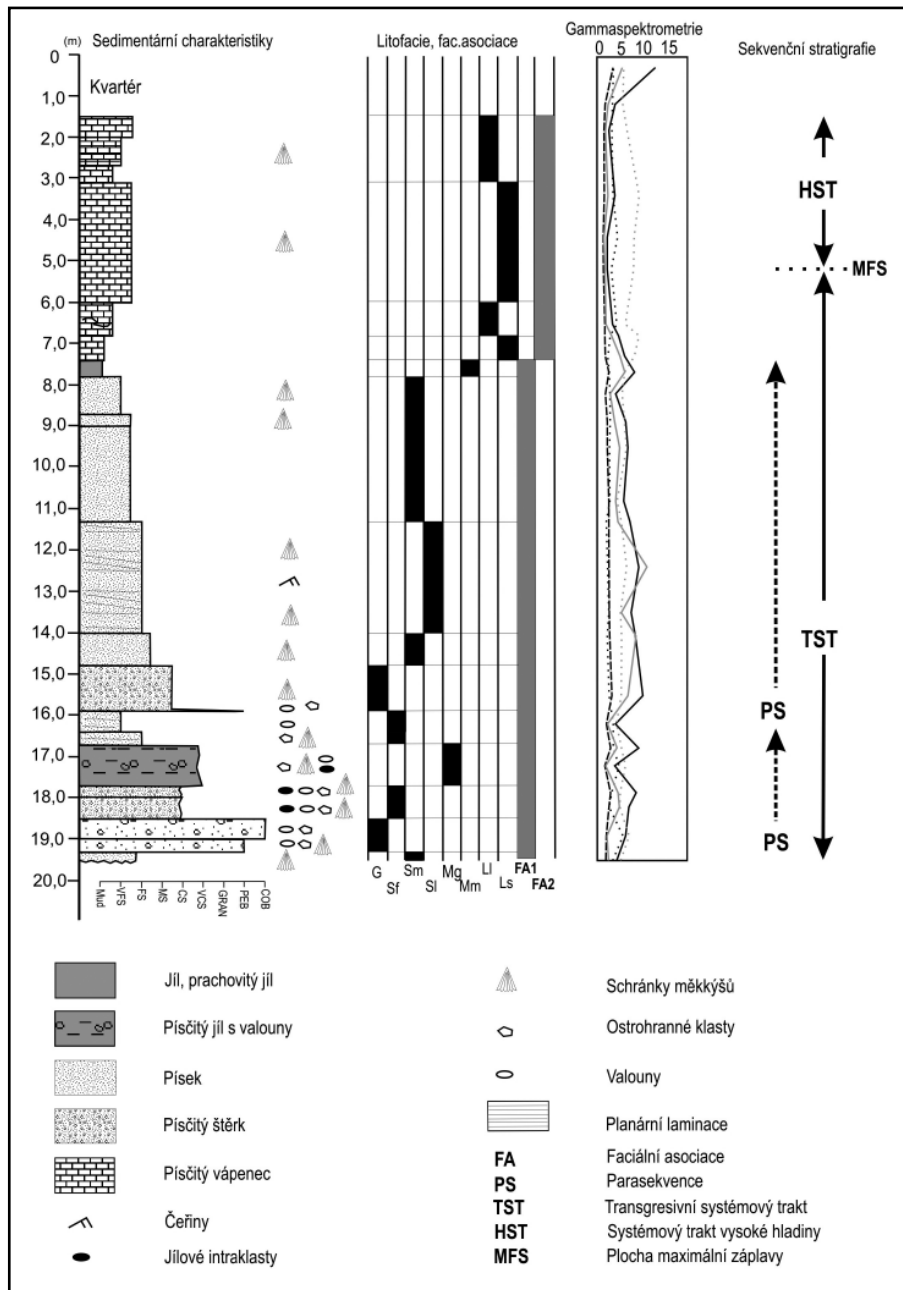
### Výsledky

Litofaciální studium vrtných jader vedlo k vyčlenění 8 litofacií. K jejich rozlišení byly využity především zrnitostní a petrologické charakteristiky díky značnému porušení primárních sedimentárních struktur při hloubení vrtu. Litofacie jsou blíže popsány v tabulce 1. Litofacie byly dále kombinovány do dvou faciálních asociací. Výskyt litofacií i faciálních asociací v rámci vrtu je prezentován na obr. 2.

**Spodní faciální asociace (FA 1)** je tvořena 6 litofaciemi (G, Sf, Sm, Sl, Mg, Mm). Popis litofacií je prezentován v tabulce 1. Zjištěná mocnost FA 1 se pohybuje kolem 12 m, ale její báze nebyla jednoznačně dovržena. Lze odlišit dva nahoru zjemňující cykly. Sedimenty jsou celkově špatně vytríděné. Podíl štěrkové frakce narůstá směrem k bázi, kde byly zjištěny angulární až subangulární klasty (droby) s velikostí nejdelší osy A až 15 cm. Valounová analýza (frakce nad 4 mm) ukazuje na relativně širší spektrum hornin a značnou proměnlivost petrografie jednotlivých vzorků. Obvykle dominují valouny (typicky sférický, diskovitý a čepelovitý tvar) kulmských drob a siltovců (50–100 %). Lze spekulovat o určitém nárůstu zastoupení

kulmských hornin ve složení valounů směrem od báze do vyšších partií vrtu. Valouny mléčného křemene byly zjištěny v některých vzorcích až v 50 %. Metavulkanity, kvarcity, ruly, fylity, rohovce, křemenné pískovce, „sluňky“ a křemen-živcový agregát byly zjištěny v některých vzorcích, přičemž jejich zastoupení je nízké (maximálně do několika procent). Valouny jsou většinou polozaoblené nebo poloostrohranné, kdežto zaoblené byly málo časté. Drobné povrchové oválné deprese na valounech se vzácně dochovanými zbytky schránek měkkýšů ukazují na pozici těchto klastů v březní zóně. Výskyt drti schránek měkkýšů je stabilní v rámci celé FA 1. Asociace průsvitných těžkých minerálů je typická dominancí zirkonu (30,3–56,0 %) a granátu (12,0–17,4 %). V jednotlivých vzorcích byl zjištěn vyšší výskyt disthenu (5,4–15,2 %) a apatitu (4,6–13,0 %). Přítomnost dalších těžkých minerálů (turmalín, staurolit, rutil, titanit, epidot, spinel, andalusit, anatas) byla pouze v jednotlivých vzorcích do prvních procent. Pozoruhodný je relativně vysoký obsah velmi stabilních minerálů, když ZTR index (zirkon + turmalín + rutil) dosahoval hodnot 40,9–62,4 %. Zastoupení zirkonu i hodnota ZTR indexu klesá od báze FA 1 směrem vzhůru. Zirkony jsou dominantně zakulacené (47,4 %). Méně časté jsou hypidiomorfní (29 %) a idiomorfní zirkony (23,7 %). Přesto byly krystalové plochy zachovány na více než 50 % studovaných zrn. Zonální zirkony tvořily 23,9 % a zirkony se staršími jádry 17,7 % studované populace. Inkluze byly velmi hojné (92,9 % zirkonů). Průměrná hodnota elongace zirkonu byla 2,0, když její zjištěné maximum dosáhlo hodnotu 2,9. Typologie zirkonů dle Pupina (1980) byla vyhodnocena na 47 zrnech. Většina idiomorfních zirkonů (66 %) je tvořena typologickými subtypy S18, S19, S23 a S24. Subtypy S8, S9, S17, S20, S22 a S25 jsou méně časté.

Siliciklastické sedimenty FA 1 (17 měření) vykazují relativně vyšší koncentrace K (průměrná hodnota AVG 1,3 %), Th (AVG 6,2 ppm), vyšší hodnotu Th/U poměru (AVG 3,8), poněkud vyšší koncentraci U (AVG 2,1 ppm)



Obr. 2: Lithologický profil vrtem HI2 Hluchov.  
Fig. 2: Lithostratigraphic log of the well HI2 Hluchov.

a poměru Th/K (AVG 4,8). Korelace mezi hodnotou celkové úrovně koncentrace přirozených radioaktivních prvků a koncentracemi K, Th a U ukazují, že hlavním nositelem přirozené radioaktivity je Th (koeficient lineární regrese  $r = 0,64$ ) a také K ( $r = 0,59$ ), zatímco malou roli hraje U ( $r = 0,14$ ). Koncentrace K a Th vykazují téměř dokonalou korelaci ( $r = 0,91$ ). Naopak korelace K a U ( $r = -0,48$ ) stejně jako Th a U ( $r = -0,52$ ) je negativní. Negativní korelace byla zjištěna též při srovnání koncentrace K ( $r = -0,66$ ) i Th ( $r = -0,45$ ) a přítomnosti jílové frakce. Korelace mezi koncentracemi U ( $r = 0,13$ ) a zastoupením jílové frakce je velmi nízká. Výsledky gamaspektrometrického studia jsou vcelku ve shodě s výsledky faciální analýzy. Jemnozrnné litofacie (Mg, Mm) mají relativně nízké koncentrace K (0,5–1,8 %), vyšší koncentrace Th (2,9–8,5 ppm) a U (1,6–4,0 ppm). Poměr Th/U (0,7–4,0) je velmi proměnlivý, zatímco po-

měr Th/K (4,1–5,6) je vcelku stabilní. Tato zjištění lze vysvětlit rozdílnou přítomností karbonátů i hrubší frakce v rámci jemnozrnných facií. Písčité facie jsou typické velkými rozdíly v koncentracích radiogenních prvků. Písky facie Sm mají relativně nižší koncentrace Th (3,2–7,9 ppm) i K (0,7–1,7%) a vyšší U (1,1–2,4 ppm), než facie SL (K 1,4–1,6%, Th 6,6–8,7 ppm, U 0,8–1,7 ppm). Zatímco poměr Th/U je nižší pro facii Sm (1,3–7,0) než pro facii SL (3,7–10,7), tak poměr Th/K pro obě facie je téměř shodný – Sm (3,5–5,8) a SL (4,3–5,8). Tyto rozdíly lze vysvětlit především rozdíly ve vytřídění a přítomnosti jemné frakce.

Georadarové profily ukazují, že spodnobadenské sedimenty mají mocnost kolem 20 m a jejich báze je mírně zvlněná. Jejich přímé podloží tvoří zvětralé horniny drahanského kulmu, přičemž mocnost zvětralé horniny lze generalizovat kolem 10 m. Vnitřní struktury neogenních sedimentů dovolují usuzovat jednak na existenci planárních/agradačních struktur a také struktur s mírně ukloněným/akrečním charakterem.

**Interpretace:** Na základě výsledků sedimentologického i sedimentárně-petrografického studia a nálezů fosilií lze sedimenty

FA 1 interpretovat jako sedimenty březního pásma spodnobadenského moře, které se usadily během transgrese na zvětralé předneogenní podloží. Došlo jednak k přepracování hornin podloží, ale také lze předpokládat existenci starších, tj. předbadenských (fluviálních?) sedimentů v zájmovém prostoru, které pokrývaly kulmské sedimenty. Na to ukazuje zejména přítomnost zaoblených valounů v bazálních partiích vrtnu i výsledky studia těžkých minerálů. V rámci březního pásma lze doložit výraznou činnost vlnění, dno tvořené nezpevněným, především písčitém substrátem. Můžeme uvažovat o opakovaných změnách relativní hladiny, spojených nejspíše s interakcí rychlosti přínosu materiálu a pokračujícího růstu hladiny. Uspořádání facií má celkově retrogradační charakter. Dva nahoru zjemňující cykly lze interpretovat jako parasekvence spojené s výraznou převahou tvorby depozičního

prostoru nad přínosem (rychlostí přínosu) materiálu („collapsed backstepping parasequences“).

**Svrchní faciální asociace (FA 2)** je tvořena 2 lithofaciemi (L1 a L2) a je pro ni typický vysoký podíl karbonátů, absence štěrkové zrnitostní frakce a celkově jemnozrnnější charakter sedimentace (ve srovnání s FA 1).

Asociace průsvitných těžkých minerálů je typická vysokým zastoupením granátů (30–35 %), disthenu (17–28 %) a epidotu (13–14 %). Proměnlivé je zastoupení apatitu (5,0–17,2 %) a staurolitu (3,8–10,3 %). Další těžké minerály (zirkon, turmalín, zoisit, spinel) jsou zastoupeny pouze několika procenty. Zastoupení velmi stabilních minerálů je nízké a ZTR index dosahuje hodnot mezi 3,4 a 8,3 %. Zirkony jsou dominantně idiomorfny (41,2 %) a hypidiomorfny (35,3 %), zatímco přítomnost zakulacených zirkonů je výrazně nižší (17,5 %). Krystalové plochy byly zachovány na 58,8 % zirkonů. Zonální zirkony tvořily 8,8 % a zirkony se staršími jádry 2,8 % populace. Inkluze byly pozorovány u 97,2 % zirkonů. Většina idiomorfny zirkonů (68,2 %) je reprezentována typologickými subtypy P1, P2 a P3. Subtypy S13, S14, S17, S20 a S23 jsou přítomny výrazně méně. Průměrná hodnota elongace byla 2,9. Dlouze protáhlých zirkonů s hodnotou elongace nad 4 bylo přítomno 16,7 %, zatímco zirkony s elongací více než 3 tvoří třetinu tj. 33,3 % studovaného spektra zirkonů. Uvedené subtypy i další charakteristiky zirkonů jsou typicky spojeny s jejich vulkanickým původem (Nehyba 1997).

Karbonátové facie (L1, L2) v rámci FA 2 (7 měření) vykazují velmi nízké průměrné koncentrace K (0,2–0,6 %, AVG 0,4 %) a Th (1,1–3,8 ppm, AVG 2,6 ppm) a relativně vyšší koncentrace U (1,8–3,6 ppm, AVG 2,4 ppm). Hodnoty poměru Th/U jsou relativně nízké (0,3–2,1) a poměru Th/K naopak vysoké (5,5–8,8.10-4). Pro vzorky z FA 2 jsou ve srovnání s FA 1 typické relativně malé rozdíly v koncentracích K (směrodatná odchylka SD 0,2), U (SD 0,8), Th (SD 1,4) i Th/U (SD 2,4) a naopak vyšší rozdíly v hodnotě poměru Th/K (SD 11). Srovnání mezi celkovou hodnotou přirozené radioaktivity a koncentracemi K, Th i U ukazuje, že hlavním nositelem signálu je U ( $r = 0,65$ ). Malou roli hraje K ( $r = 0,13$ ) a především Th ( $r = -0,09$ ). Koncentrace K a Th vykazují téměř dokonalou korelaci ( $r = 0,96$ ). Naopak korelace K a U ( $r = -0,54$ ) spolu s Th a U ( $r = -0,65$ ) jsou negativní. Podobně negativní korelace byla zjištěna při srovnání koncentrace jak K ( $r = -0,44$ ) tak i Th ( $r = -0,53$ ) a zastoupení jílové frakce ve vzorku. Korelace mezi koncentrací U a zastoupením jílové frakce je relativně malá U ( $r = 0,33$ ). V rámci profilu je nutné počítat s určitými rozdíly ve zdroji přírodní radioaktivity, zdroj přirozené radioaktivity je však významně spojen s písčitou frakcí.

V omezené míře byl posouzen také chemismus zrn granátů (30 analyzovaných zrn), která pocházela z FA 1 i FA 2. Almandinová složka v granátech naprosto dominuje, když pyrop-almandiny tvoří 73,3 %, spessartin-pyrop-almandiny představují 13,3 %, grossular-almandiny reprezentují 6,6 %, grossular-pyrop-almandiny 3,3 % a spessartin-almandiny 3,3 %.

Chemismus byl studován také u rutilu (26 analyzovaných zrn z FA 1 i FA 2). Koncentrace hlavních diagnostických prvků jsou velmi proměnlivé. Většina (88,5 %) hodno-

cených rutilů vykazuje vyšší koncentrace Fe než 1 000 ppm. Zastoupení Nb se pohybuje mezi 199 a 2 967 ppm (průměr 902 ppm), Cr mezi 10 a 869 ppm (průměr 450 ppm) a Zr mezi 51–1 784 ppm (průměr 837 ppm). Hodnota  $\log Cr/Nb$  byla negativní v 76,9 %.

**Interpretace:** „Primární“ zdroj granátů lze hledat v regionálně metamorfovaných horninách (rulách, amfibolitech a granulitech), což potvrzují i výsledky studia rutilu. Jeho původ lze hledat také především v metamorfitech, přičemž lze předpokládat relativně vyšší (46,8 %) zastoupení metapelitů než hornin metamafických (42,3 %). Role magmatických hornin byla výrazně nižší. Použití Zr-termometrie pro metapelitické zirkony ukazuje, že 66,6 % z nich patří ke granulitové metamorfny facii a 33,3 % k amfibolito/eklogitové (Force 1980, Zack et al. 2004a, b, Triebold et al. 2005). Asociace těžkých minerálů jsou srovnatelné s výsledky zjištěnými pro kulmské horniny (Štelcl – Svoboda 1962, Otava 1998). Značnou dominanci pyrop-almandinů popsala ve svrchní části myslejovického souvrství Čopjaková (2007). Lze proto oprávněně předpokládat významnou roli hornin drahanského kulmu ve zdrojové oblasti jak pro sedimenty FA 1, tak i FA 2.

Rozdíl v provenienci klastického materiálu mezi FA 1 a FA 2 je spojen s rozdílným uplatněním lokálních a relativně vzdálenějších zdrojů. Pro FA 2 lze uvažovat o výraznějším přínosu relativně „čerstvého“/nerecyklovaného materiálu, což lze spojit s rozšířením zdrojové oblasti (morfologie pobřeží?). Pro FA 2 je dále charakteristický významný přínos vulkanického materiálu. Jeho výskyt může být korelován se spodnobadenskými tufy a tufty, jež jsou známé z řady výskytů v karpatské předhlubni. Tyto jsou spojovány s paroxysmatickými erupcemi ryolitového či ryodacitového vulkanismu (Nehyba 1997) a interpretovány jako distální spadová pyroklastika. Identická pyroklastika byla identifikována v mocnosti několika m také na pouze několik km vzdálené lokalitě Přemyslovice (Zágoršek et al. 2012).

Hranice mezi FA 1 a FA 2 je zřetelná výrazným poklesem koncentrací K a Th, hodnot poměru Th/U a růstem poměru Th/K. Koncentrace K i Th jsou anomálně nízké. Vyšší hodnoty koncentrace U byly zjištěny přibližně 1 m nad bází FA 2. Tyto rozdíly ukazují na výraznou redukci přínosu terestrického siliciklastického materiálu do pánve během sedimentace FA 2 (Langmuir – Herman 1980). Uran je v FA 2 relativně nabohacen vzhledem k ostatním nositelům přirozené radioaktivity ve vzorcích s vyšším obsahem karbonátů, na což ukazuje nízký Th/U poměr zjištěný v karbonátových faciích (Berstad – Dypvik 1982). Negativní korelace mezi K a Th na jedné straně a obsahem jílové frakce na straně druhé, zjištěná jak pro FA 1 tak i FA 2, je nejspíše způsobena rozhodujícím původem signálu v rámci těžkých minerálů a klastických slídl/živců, které se koncentrují především v písčité a siltovité frakci. Jílová frakce může být charakteristická smektitem s nízkým obsahem K (Bersad – Dypvik 1982).

Důvody redukce přínosu klastického materiálu do pánve mohou být z obecného pohledu různé, např. klimatické. Ve studovaném případě však sedimenty FA 1 představují sedimenty březní linie a karbonáty FA 2



vznikají v jejich přímém nadloží, což ukazuje na relativní blízkost pobřeží. Retrogradačně agradační charakter FA 1 je ve FA 2 (spodní část) nahrazen retrogradačním charakterem. Tvorba nového akomodačního prostoru, která převažuje nad přínosem sedimentu, vede k redukci přínosu siliciklastického materiálu do pánve a následně sedimentaci vápenců. Sukcesi FA 1 a FA 2 lze spojit s postupujícím pohybem březní linie směrem do kontinentu a relativním vzestupem hladiny. Zachycené sedimenty můžeme z pohledu sekvenční stratigrafie považovat převážně za sedimenty transgresivního systémového traktu (TST). Nejnižší hodnota poměru Th/U je identická s nejnižší koncentrací K i Th a nejvyšší U. Tento výsledek může ukazovat na podmínky spojované s plochou maximální záplavy MFS (absolutní minimum přínosu terrigeního materiálu) (viz Lüning et al. 2003, Doveton – Merriam 2004, Halgedahl et al. 2009), která by pak ležela uvnitř FA 2. Nejvyšší část FA 2 by tedy již odpovídala systémovému traktu vysoké hladiny (HST).

Pozice karbonátových těles, především pak řasových vápenců, ve vztahu k pohybu relativní mořské hladiny je v rámci spodnobadenských sedimentů karpatské předhlubně často diskutovanou otázkou. Tyto jsou spojovány s transgresí (Buday 1955, Hladíková et al. 1992) i regresí (Cicha – Dornič 1960, Krystek – Tejkal 1968). Předložené výsledky mohou potvrzovat představu Dolákové et al. (2008), že při z. okraji předhlubně jsou spodnobadenské karbonáty spojené s transgresivním traktem. Je však nutné poznamenat, že geofyzikální odraz transgrese/regrese v karbonátových systémech je velmi závislý na morfologii karbonátových těles i jejich pozici v rámci sedimentární pánve (Hladil et al. 2006, Kalvoda et al. 2011). Roli přínosu siliciklastického materiálu na tvorbu těles karbonátů v rámci spodnobadenské karpatské předhlubně je třeba považovat za jeden z řídících faktorů jejich sedimentace.

#### **Poděkování**

*Studium bylo prováděno v rámci grantu GA ČR 205/09/0103. Autoři děkují recenzentům O. Bábkovi a I. Baráthovi za jejich podnětné připomínky k článku.*

#### **Literatura**

- Berstad, S. – Dypvik, H. (1982): Sedimentological evolution and natural radioactivity of Tertiary sediments from the central North Sea. – *Journal of Petroleum Geology*, 5, 77–88.
- Bubík, M. – Dvořák, J. (1996): O nálezu karpátu (miocén) a dalších výsledcích vrtu Slatinky MH-10. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1995*, 20–21.
- Buday, T. (1955): Současný stav stratigrafického výzkumu ve spodním a středním miocénu na dolní Moravě. – *Věstník Ústředního ústavu geologického* 30, 4, 162–168.
- Cicha, I. – Dornič, J. (1960): Miocenní vývoj boskovické brázdy mezi Tišnovem a Ústím nad Orlicí. – *Sborník Ústředního Ústavu Geologického*, 26 (1959), Odd. Geol. 1, 393–434.
- Čopjaková, R. (2007): Odras změn proveniencí v psefitické a psamitické frakci sedimentů myslejovického souvrství (analýza těžkých minerálů). – MS, disertační práce PříFMU Brno.
- Doláková, N. – Brzobohatý, R. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (2008): The red-algal facies of the Lower Badenian limestones of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 59, 133–146.
- Doveton, J. H. – Merriam, D. F. (2004): Borehole petrophysical chemostratigraphy of Pennsylvanian black shales in the Kansas subsurface. – *Chemical Geology* 206, 249–258.
- Folk, R. L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.
- Force, E. R. (1980): The provenance of rutile. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 2, 485–488. Tulsa.
- Halgedahl, S. L. – Jarrard, R. D. – Brett, C. E. – Allison, P. A. (2009): Geophysical and geological signatures of relative sea level change in the upper Wheeler Formation, Drum Mountains, West-Central Utah: A perspective into exceptional preservation of fossils. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277 (1–2), 34–56.

- Hladil, J. – Geršl, M. – Strnad, L. – Frána, J. – Langrová, A. – Spišiak, J. (2006): Stratigraphic variation of complex impurities in platform limestones and possible significance of atmospheric dust: a study with emphasis on gamma-ray spectrometry and magnetic susceptibility outcrop logging (Eifelian-Frasnian, Moravia, Czech Republic). – *International Journal of Earth Sciences*, 95, 703–723.
- Hladíková, J. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (1992): Preliminary results of new investigations of Miocene sediments of Hostim (SW Moravia). I: Hamršíd, B. (Ed.): *New results in Tertiary of the Western Carpathians*. – *Knihovnička Zemního Plynů Nafty* 15, 165–176.
- Jašková, V. (1998): Nově objevené miocénní lokality na Prostějovsku. – *Přírodovědná Studia Muzea Prostějovska*, 1, 133–139.
- Kalabis, V. (1961): Historie výzkumu terciéru širšího okolí Prostějova. – *Sborník Vlastivědného Muzea Prostějov, Odd. Přír.*, 59–75.
- Kalvoda, J. – Bábek, O. – Devuyt, F. X. – Sevastopulo, G. D. (2011): Biostratigraphy, sequence stratigraphy and gamma-ray spectrometry of the Tournaisian-Viséan boundary interval in the Dublin Basin. – *Bulletin of Geosciences* 86 (4), 683–706.
- Krystek, I. – Tejkal, J. (1968): Zur Lithologie und Stratigraphie des Miozäns in sw. Teile der Karpatischen Vortiefe in Mähren. – *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis, Geologia* 9, 7, 1–31.
- Langmuir, D. – Herman, J. S. (1980): The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 44, 1 753–1 766.
- Lüning, S. – Adamson, K. – Craig, J. (2003): Frasnian organic-rich shales in North Africa; regional distribution and depositional model, 165–184. – In: Artur, T. – MacGregor-Duncan, S. – Cameron, N. R. (eds): *Petroleum geology of Africa; new themes and developing technologies*. – *Geological Society of London, Special Publications*, 207.
- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss J. (1983): *Geologie ČSSR I Český masiv*. – SNTL Praha.
- Nehyba, S. (1997): Miocene volcanoclastics of the Carpathian Foredeep in Czech Republic. – *Věstník ČGÚ*, 72, 4, 311–327, Praha.
- Nemec, W. (2005): Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses. – *Institut for geovitenskap, Universitet Bergen*, 1–28.
- Novák, Z. (1975): Spodnobadenské vápence karpatské předhlubně. – MS, kandidátská disertační práce MU Brno.
- Otava, J. (1998): Trendy změn ve složení siliciklastik drahanského kulmu a jejich geotektonická interpretace. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1997*, 62–64.
- Powers, M. C. (1982): Comparison chart for estimating roundness and sphericity. – *AGI Data Sheet* 18.
- Pupin, J. P. (1980): Zircon and Granite Petrology. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 207–220.
- Růžička, M et al. (1995): Vysvětlivky ke geologické mapě 1 : 50 000 list 24-21 Olomouc. – MS, Český geologický ústav.
- Štelcl, J. – Svoboda, L. (1962): Petrografické studie kulmských sedimentů drahanské vysočiny (těžké minerály kulmských drob). – *Folia Universitatis Purkynianae Brunensis, Geologia*, 3, 1–50.
- Triebold, S. – von Eynatten, H. – Zack, T. (2005): Trace elements in detrital rutile as provenance indicators: a case study from the Erzgebirge, Germany. – *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 38, 44–145.
- Tucker, M. ed. (1988): *Techniques in Sedimentology*. – Blackwell Science.
- Vysloužil, O. (1981): Fauna spodního badenu na lokalitě Služín v karpatské předhlubni na Moravě. – MS, diplomová práce PŘF MU Brno.
- Walker, R. G. – James, N. P. (1992): Facies Models. Response to sea level changes. – *Geological Association of Canada Toronto*.
- Zack, T. – von Eynatten, H. – Kronz, A. (2004a): Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. – *Sedimentary Geology*, 171, 37–58.
- Zack, T. – Moraes, R. – Kronz, A. (2004b): Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. – *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 148, 471–488.
- Zágoršek, K. – Nehyba, S. – Tomanová Petrová, P. – Hladilová, Š. – Bitner, M. A. – Doláková, N. – Hrabovský, J. – Jašková, V. (2012): Local catastrophe near Přemyslovice (Moravia, Czech Republic) during Middle Miocene due to the tephra input. – *Geological Quarterly*, 56, 2, 269–284.
- Zapletal, J. (2004): Příspěvek k paleogeografické evoluci spodnobadenských sedimentů na střední Moravě (Česká Republika). – *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis*, 31–32, *Geology*, 87–98.
- Zapletal, J. – Hladilová, Š. – Doláková, N. (2001): Mořské sedimenty spodnobadenských okrajových facií v Olomouci. – *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis*, 30, *Geology*, 75–86.

# ZANIKLÉ CIHELNY A VÝZNAMNÉ SPRAŠOVÉ ODKRYVVY NA LISTU BRNO-SEVER

Abandoned brickyards and significant loess sections on the Brno-North map sheet

Tomáš Pecka

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: tomas.pecka@geology.cz

(24-32 Brno)

**Key words:** Quaternary, Pleistocene, loess, paleosols, sedimentology, magnetic susceptibility, mollusc, mammals

**Abstract**

In total 22 abandoned brickyards on the territory of the 24-324 Brno-sever (Brno-North) map sheet were revisited and accessibility of their loess sections for sedimentological, paleontological and geohazard studies was checked. Brickyards along the Úvoz Street, between Lidická and Veveří streets, in Královo Pole and Černá Pole neighbourhoods are overbuilt with residential houses and inaccessible any more. Only the Růženin dvůr brickyard at Židenice has loess section available for a research. Better preserved loess sections were encountered in Brno vicinity, like the Jinačovice ravine, Bilovice brickyard, and ravine at Kniničky.

**Úvod**

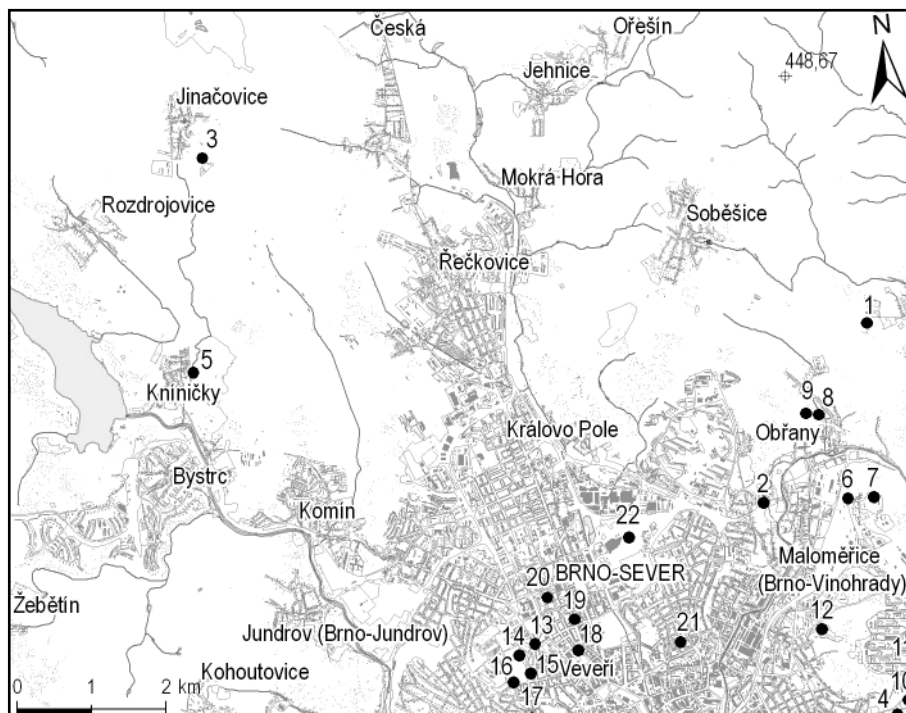
Tento přehled lokalit si klade za cíl předložit rešeršní soupis 22 významných sprašových profilů a zaniklých cihelen (viz obr. 1) zakládaných od 17. století na území a v blízkosti města Brna, situovaných na listu 24-324 Brno-sever (Hanžl et al. 2011). V rámci mapovacího projektu České geologické služby byl zjišťován stav zaniklých cihelen a sprašových profilů a to z několika důvodů. Vzhledem k tomu, že u mnoha již neexistujících těžeben nebyla známa jejich přesná pozice, sloužil tento výzkum ke zjišťování

potenciálních geohazardů. Dalším cílem tohoto projektu bylo mapování sprašových lokalit pro jejich případné využití jako zdrojů informací pro studium kvartérní sedimentologie a paleontologie.

Z počátku byly spraše těženy z přirozených odkryvů vzniklých erozí na svazích kopců a zářezech cest, ve středověku vznikala menší hlinišťe za městskými hradbami, jako například cihelna na místě dnešního krajského úřadu či cihelny před Židovskou bránou. Od 17. století dochází k rozvoji města a jsou otvírány větší cihelny dále

od městských hradeb, které se neustále rozrůstaly a zanechaly trvalejší stopu v reliéfu města. Cihelny blíže k bývalým městským hradbám byly postupně v 19. století zastavovány obytnými domy, k čemuž docházelo až do poloviny 50. let 20. století, kdy zanikly i cihelny okolo ulice Úvoz. Dále od centra města byly některé cihelny provozovány ještě v průběhu následujících desetiletí (Židenice, Bohunice), ale i tam byl provoz utlumován v důsledku rozvoje města, vyčerpání ložisek a změny technologie výroby.

K systematictějšímu zkoumání cihelen došlo až v době po druhé světové válce, kdy vyšly první články o těchto výzkumech, jako například v textu zmiňovaný



Obr. 1: Poloha cihelen a odkryvů na mapovém listu 24-324 Brno-sever.

Fig. 1: Location of the brickyards and sections on the map sheet 24-324 Brno-North.

článek Musila et al. z roku 1955. Z hlediska pedologie se touto problematikou zabýval Pelíšek (1982).

Pro potřeby tohoto soupisu je následující text seřazen podle hlavních oblastí, tzn. cihelny a výchozy okolí Brna, cihelny v Židenicích, cihelny na Úvoze, cihelny mezi ulicemi Lidická a Veveří a cihelny v Černých Polích.

Profily k lokalitám Bílovice nad Svitavou (1), Maloměřice (7), Obrány (8), Židenice I (10), Židenice II (11), Židenice III (12), Úvoz (14) a Trýbova (17) jsou popsány a vyobrazeny v článku Musil et al. (1955).

### Metodika

Podkladem pro vytipování zkoumaných lokalit byly mapy I. vojenského (Josefského) mapování z let 1764–1768, II. vojenského mapování (Františkovo) mapování z let 1836–1852 a III. vojenského (Františko-josefského) mapování (1876–1878) (<http://archivnimapy.cz/cz/>), dále také plány města Brna a jeho okolí z let 1858–1944 (<http://www.vilemwalter.cz/mapy>). Další data byla použita z odborné literatury. Současný stav lokalit byl ověřen na místě, na každé lokalitě byl pomocí GPS zaměřen pro snadnější identifikaci střed areálu těžebny. Poloha lokalit je znázorněna na obrázku 1.

Na lokalitách, kde byl odkryt reprezentativní sedimentární profil, byla kappametrem KT 6 měřena orientačně i magnetická susceptibilita (jednotky SI), přičemž v rámci každé vrstvy byla měření třikrát opakována a měřena na několika místech. Následně byl spočítán ořezaný průměr těchto hodnot.

### Cihelny a výchozy okolí Brna

#### 1 Bílovice nad Svitavou – Bílovičská cihelna

Zaniklá cihelna je situována při pravém okraji silnice z Bílovic nad Svitavou do Brna mezi ulicemi Obránská a Soběšická (GPS: 49°14'36.613" N, 16°39'19.176" E) v nadmořské výšce 250–260 m. Těžební stěna je orientována na jih. V současné době se v prostoru bývalé cihelny nachází průmyslový areál s několika budovami a etážemi částečně zarostlými náletovými dřevinami.

Celková výška původního profilu v roce 1953 byla 12–15 m. V rámci tohoto profilu bylo vyčleněno devět vrstev (Musil et al. 1955) tvořených sprašemi a pohřbenými půdními horizonty. Horní vrstvy spraší jsou z posledního glaciálu, v hloubce 8 m popisují Musil et al. (1955) vrstvy tvořené půdními horizonty zařazené do posledního interglaciálu eemu (dříve označovaného jako riss-würm).

Stěna cihelny je ještě dnes poměrně dobře zachovalá s možností odběru materiálu, zvláště v horní etáži, která je mocná okolo čtyř metrů, ale vzhledem k jejímu stavu (záteky sedimentů z horní části profilu) nešlo rozlišit jednotlivé vrstvy.

#### 2 Cacovická (Frankova) cihelna

Cihelna se s největší pravděpodobností nacházela v prostoru mezi tratí a Cacovickým ostrovem, naproti Cacovickému (Frankovu) mlýnu (GPS: 49°13'18.892" N, 16°38'10.797" E).

Z lokality je popsána malakofauna *Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* Lin., *Orcula doliolum* Brug.

(Skutil – Stehlík 1945, Petrbock 1952, Ložek 1955). Bohužel jsem v literatuře nenalezl žádné bližší informace o profilu v této cihelně.

Prostor bývalé cihelny je ohrazen plotem, přístup není možný a ze silnice jsou vidět části dvou zarostlých etáží. Vzhledem k těmto faktům je lokalita pro potenciální výzkum nevhodná.

### 3 Jinačovice – rokle

Východně od Jinačovic, vedle bažantnice, na souřadnicích GPS: 49°15'47.865" N, 16°31'58.785" E, se nachází 130 m dlouhá sprašová rokle, jejíž stěna je odkrytá po celé délce, výška stěny je okolo 5 m.

V dostupné literatuře se mi nepodařilo najít podrobnější informace o této sprašové rokle.

Zhruba z poloviny je v. stěna rokle zasucená padající spraší a dno rokle je hustě zarostlé vegetací. Ve stěně lze odlišit několik vrstev. Západní stěna je již z části zavezena sedimenty pocházejícími ze stavby silnice na z. okraji rokle. Jde o stav z března 2011.

Při terénních úpravách prováděných začátkem roku 2011 byl při stavbě komunikace nad z. stěnou rokle odhalen profil spraší a paleopůd uklánějící se k východu:

Vrstva 1: svrchní 20 cm mocná vrstva recentní hnědé půdy s pozvolným přechodem do podloží, magnetická susceptibilita byla na profilu naměřena  $0,25 \times 10^{-5}$  (SI).

Vrstva 2: rezavé půdy o mocnosti 40 cm, s pozvolným přechodem do podloží, magnetická susceptibilita byla na profilu naměřena  $0,25 \times 10^{-5}$  (SI).

Vrstva 3: 120 cm sprašového sedimentu okrové barvy s výkvěty  $\text{CaCO}_3$ , cicváry o velikosti cca 5 cm, valouny dioritu o velikosti do 8 cm a menšími křemennými valounky, vrstva ostře přechází do podloží, magnetická susceptibilita vrstvy je  $0,25 \times 10^{-5}$  (SI).

Vrstva 4: 60 cm rezavé půdy s ostrým přechodem do nadloží i podloží a až 10 cm velkými valouny dioritu, magnetická susceptibilita byla na profilu  $0,56 \times 10^{-5}$  (SI).

Vrstva 5: 50 cm mocná vrstva sprašového sedimentu s větším počtem vrstviček  $\text{CaCO}_3$ , s cicváry o velikosti 10 cm střídající se s šedorezavými vrstvičkami s příměsí menších úlomků dioritu. Vrstva ostře přechází do podloží, i přes menší příměs dioritu byla magnetická susceptibilita  $0,00 \times 10^{-5}$  (SI).

Vrstva 6: neznámá mocnost vápnitého sprašového sedimentu žluté barvy s magnetickou susceptibilitou  $0,19 \times 10^{-5}$  (SI). Tato lokalita má velký potenciál pro případný výzkum.

### 4 Juliánov – Bílá hora (Hybešova hora, Nová hora)

Již neexistující lokalita (GPS: 49°11'37.686" N, 16°39'39.441" E), v současnosti spadající do území katastru městské části Brno Juliánov, několikrát změnila svoje jméno. V kontextu měnící se paleogeografie řeky Svitavy ležela tato lokalita během spodního a středního pleistocénu na pravém břehu řeky Svitavy. V druhé polovině 19. století se na lokalitě Bílá hora začaly těžit vápence. Na jz. okraji kopce se kdysi nacházela šterkovna (tuřanská terasa) bohatá na paleontologické nálezy a byl z ní mimo jiné

popsán *Ursus deningeri hundsheimensis* Zap. a *Equus cf. marxi* Reich. (Musil 1957).

V současné době je celá Bílá hora zarostlá náletovými dřevinami a jakékoliv pozůstatky dřívější těžby se jen velmi těžce hledají, ojediněle se v jednotlivých lůmcích dají nalézt krasové dutiny vyplněné sedimenty zřejmě terciárního stáří (zelenošedé nevápnité jíly), podle ústního sdělení dr. Bubíka obsahují jurskou mikrofaunu, pocházející z místních vápenců.

### 5 Kníničky – sprašový profil

Mezi potokem a ulicí K lesu v ohybu potoka (GPS: 49°14'15.179" N, 16°31'52.799" E) u lesního hřiště se nachází zhruba 5 metrů mocná a 50 metrů dlouhá sprašová stěna okrové barvy bez viditelných vrstev. Nemožnost rozlišit vrstvy mohla být způsobena záteky sedimentů z horních částí profilu. Spodní část stěny je zasucena spraší splavenou z horní části stěny a ve stěně je vykopáno několik dutin o velikosti několika metrů.

Magnetická susceptibilita měřená na profilu vykazovala střední hodnotu  $0,18 \times 10^{-5}$  (SI), měřeno bylo po celé délce profilu do výšky cca 2 m, celkem šlo o 25 měření. V současné době spolu s roklí v Jinačovicích jde o dva největší známé přírodní sprašové odkryvy na listu Brno sever.

Ve strži (49°14'440" N, 16°31'897" E) s. od lesního hřiště v údolí Mnišího potoka dokumentovali pracovníci ústavu Anthropos kvartérní profil o celkové mocnosti cca 10 m. Jedná se převážně o spraš, která je dělená pouze slabou šterkovou vrstvou cca 2 m pod povrchem. Nadložní spraš je bohatá na ulity měkkýšů. Dalším dělicím členem je slabá půda cca v houbce 4 m. Báze profilu je tvořena sprašovými hlínami (Neruda – Nerudová 2007).

### 6 Maloměřice – Holý kopec

Již neexistující lokalita se nacházela v dnešním prostoru seřazovacího nádraží (GPS: 49°13'21.011" N, 16°39'6.712" E).

Z archeologického hlediska šlo o velmi významnou lokalitu neolitu a halštatu, z malakofauny jsou popisovány *Trichia hispida* Lin. a *Succinea oblonga* Drap., nalezené ve sprašových vrstvách, v kterých byly hloubeny neolitické a halštatské jámy (Skutil – Stehlík 1945, Petrbock 1952). Bohužel autoři neuvádějí žádné podrobnější informace o zkoumané lokalitě.

Vzhledem k nepřítomnosti odkryvu je lokalita pro další výzkum nepotenciální.

### 7 Maloměřice – Ve zmolách („Ve zmolách“, Zmoly)

Musil et al. (1982) popisují nález ostatků koně *Equus süßenbornensis* Wüst v hloubce 15 m pod povrchem na ulici Ve Zmolách (GPS: 49°13'21.564" N, 16°39'24.048" E). Sedimenty měly být odkryté v rámci profilu a byly tvořeny alochtonními šterky a písky miocénu s fosiliemi (bivalvia a gastropoda). K nálezu došlo zřejmě v průběhu 60. let 20. století.

Ve zmolách se nazývala dnes již zrušená ulice, která dříve navazovala na ulici Podzimní a mířila směrem k lomu Hády a pak dále přes Šumberu do Lesního lomu.

V dnešní době již po lokalitě není ani stopy a je tudíž pro další výzkum nepoužitelná.

### 8 a 9 Obrány – Obránská cihelna a zářez v úvoze severně od cihelny

Cihelna byla již v 50. letech 20. stol. mimo provoz, nachází se v prostoru mezi Obránským potokem (vedle ulice Cihelní), železniční tratí a polní cestou vedoucí od ulice Cihelní směrem k ul. Dusíkova (GPS: 49°13'57.041" N, 16°38'47.292" E) v nadmořské výšce 230–240 m, stěna je orientována v. směrem. Na místě bývalé cihelny je nyní autovrakoviště, prostor cihelny je revitalizován a zarostlý hustou vegetací.

V profilu cihelny bylo v minulosti popsáno sedm vrstev spraší a pohřbených půd, výška stěny byla okolo 10 m. V profilu byla popsána série obsahující několik pohřbených půdních horizontů, tato série byla označena B1 a stratigraficky zařazena jako „würm“ 1–3, pod ním leží spraš s civváry a pseudomycéliemi, tato část profilu byla označena jako Ba a zařazena do období „würm“ 1. Byly zde nalezeny uhlíky borovice *Pinus silvestris* (Musil et al. 1955) a fauna měkkýšů určená Petrbockem (Musil 1955), jmenovitě *Vallonia costata* (Müll.), *Succinea oblonga* (Drap.), *Helicopsis striata* (Müll.), *Pupilla cf. sterri* (Voith), *Pupilla muscorum* (L.) (Musil 1955).

V úvoze s. od cihelny (GPS: 49°13'57.65" N, 16°38'38.609" E) je popsána vrstva černozemě zachycená i v cihelně. Z měkkýšů byly nalezeny druhy: *Helicopsis striata* (Müll.), *Pupilla muscorum* (L.) a *Pupilla cf. sterri* (Voith) podle Musila et al. (1955).

V současnosti je odkryv v úvozu pozorovatelný a to i přesto, že cesta je nepoužívaná a zarostlá. Jedná se o několik menších odkryvů spraší o délce 2–3 m a výšce do 2 m. Potenciál pro další výzkum je poměrně velký.

### Cihelny v Židenicích

#### 10 Židenice I – Malá Klajdovka (cihelna pod Novou horou, Bílou horou, Hybešovou horou)

Již neexistující cihelna, nyní v katastru MČ Brno Líšeň, mezi ulicemi Křtinská, Líšeňská a Jedovnická (GPS: 49°12'24.312" N, 16°38'50.34" E).

Musil et al. (1955) popsali v rámci této lokality 22 m vysoký profil s 20 vrstvami spraší a pohřbených půd. Horní část profilu byla tvořena sedimenty konce svrchního pleistocénu. Ve 14 m popisuje vrstvu posledního interglaciálu eemu (označenou jako riss-würm), v hloubce 20 m se dle Musila et al. (1955) nachází mocná vrstva předposledního glaciálu saale (dříve riss 1).

V sedimentech byla nalezena fauna měkkýšů (Musil et al. 1955), vrstvy byly označeny počátečními písmeny alpských stratigrafických stupňů:

W3 a W1 (chladná fáze): *Vallonia tenuilabris* (Br.) a *Pupilla muscorum* (L.)

RW (teplá fáze): *Helicopsis striata* (Müll.)

RW (chladná fáze interglaciálu): *Helicopsis striata* (Müll.), *Succinea oblonga* (Drap.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla cf. sterri* (Voith), *Vallonia tenuilabris* (Br.) a *Trichia* sp., *Clausilia* sp., *Chondrula tridens* (Müll.), *Chochlicopa*

*lubrica* (Müll.), uhlíky jedle *Abies* sp., *Pinus silvestris* a dva kamenné nástroje (Musil et al. 1955).

R1-2 (sprašová fauna): *Succinea oblonga* (Drap.), *Helicopsis striata* (Müll.), *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia tenuilabris* (Br.) a uhlíky borovice *Pinus silvestris*.

V sedimentech se nacházela deprese, do které byly vodou naplaveny ostatky drobné fauny obratlovců: *Cricketus cricetus* (Lin.), *Microtus arvalis* nebo *gregalis*, *Citellus citellus* (Lin.), *Talpa* cf. *europaea* (Lin.), *Sorex* sp., *Equus* sp., *Marmota marmota* (Lin.) sensu Musil et al. (1955).

Poslední získaná data pochází z revize z let 1963–1964, v současné době již cihelna ani profil neexistují a potenciál pro další výzkum je nulový. V místech bývalé cihelny nyní sídlí společnost A.S.A. (likvidace komunálního odpadu).

### 11 Židenice II – Růženin dvůr (Růžový dvůr)

Nachází se v katastru MČ Brno-Vinohrady. V prostoru mezi ulicemi Křtinská, Jedovnická a Velkopavlovická (souřadnice GPS: 49°12'131" N, 16°39'873" E) v nadmořské výšce 274 m.

Z obratlovců se zde našly jen úlomky kostí, zato je popisována hojná malakofauna. Jedná se o interglaciální faunu autory označenou jako „riss-würm“: *Cepaea nemoralis* (Lin.), *Aegopinella* cf. *nitens* (Mich.), *Euomphalia strigella* (Drap.), *Bradybaena fruticum* (Müll.) a sprašová *Helicopsis striata* (Müll.) a dále též *Chondrula tridens* (Müll.) (Musil 1955).

Dále byly nalezeny pecičky břestovce *Celtis* sp., uhlíky javoru *Acer* sp. a dalších listnatých i jehličnatých stromů (Musil et al. 1955).

Kovanda určil stejnou faunu jako Petrbock a navíc i *Catinella arenaria* (Bouch.-Chant.), nacházející se většinou ve starém pleistocénu (Valoch 1977).

Důkladný výzkum provedla Smolíková a Kovanda (1982) a definovali pět fosilních pedokomplexů Pk V až Pk X od holsteinu po cromer (chybí Pk IX), ve vrstvách byla určena i fosilní malakofauna:

Pk II: *Pupilla loessica* (Lžk.), *Pupilla muscorum* (L.), *Helicopsis striata* (Müll.), *Vallonia pulchella* (Müll.), *Cecilioides acicula* (Müll.)

Pk IV: *Pupilla loessica* (Lžk.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla sterri* (Voith), *Helicopsis striata* (Müll.)

Pk V: braunlehmové parahnědozemě a pseudočernozemě, *Pupilla loessica* (Lžk.), *Pupilla* sp.

Pk VI: tři půdy parahnědozemě, *Pupilla loessica* (Lžk.), *Pupilla triplicata* (Stud.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla sterri* (Voith), *Helicopsis striata* (Müll.), *Valonia tenuilabris* (Br.). Stejná vrstva v jaké je popisován břestovec a javor (Musil et al. 1955).

Pk VIII: *Aegopis verticillus* (Lam.), *Helicigona banatica* (Rossm.), *Discus perspectivus* (Meg. v. Mühl.), *Pupilla loessica* (Lžk.), *Pupilla triplicata* (Stud.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla sterri* (Voith), *Helicopsis striata* (Müll.), *Valonia tenuilabris* (Br.), *Cepaea* cf. *nemoralis* (Lin.), *Helix pomatia* (Lin.), *Helicigona lapicida* (Lin.), *Orcula doliolum* (Brug.), *Helicodonta obvoluta* (Müll.), *Ruthenica filigrana* (Rossm.), *Cochlodina laminata* (Mont.), *Vitrea subrimata* (Reinh.),

*Aegopinella pura* (Ald.), *Monachoides incarnata* (Müll.), *Acanthinula aculeata* (Müll.).

Podle Smolíkové se jedná z hlediska paleopedologie, paleomalakologie a stratigrafie o jednu z nejvýznamnějších lokalit pleistocénu v rámci ČR.

Cihelna byla založena počátkem 20. století a těžba byla ukončena koncem roku 1977, následně byla zčásti zavezena (Svobodová 1988). Na lokalitě byla důkladně studována s. stěna těžebny a to již od 40. let 20. století a to až do jejího uzavření.

V dnešní době se v j. části těžebny nachází již jen malá část profilu (Pecka 2011). Část lokality nacházející se v horních etážích je přeměněna v park a na svazích je vysazena okrasná zeleň a tráva. Spodní část těžebny, která byla z části zavezená, je velmi hustě zarostlá náletovými dřevinami a jde v podstatě o černou skládku.

### 12 Židenice III – pískovna

Severně od židenického hřbitova mezi ulicemi Rokytova a židenickým hřbitovem (GPS: 49°12'24.308" N, 16°38'49.5" E) leží v nadmořské výšce 240 m pískovna opuštěná již v 50. letech 20. století.

Asi 12 m vysoká stěna pískovny byla od hloubky 4 m tvořena polohami jemných miocenních písků a v nadloží „risskými“ sedimenty (Musil et al. 1955).

V nadloží písků zde byla popisována společenstva bažinných měkkýšů: *Helicopsis striata* (Müll.), *Chondrula tridens* (Müll.), *Vallonia costata* (Müll.), *Pupilla muscorum* (Lin.), *Pupilla* cf. *sterrii* (Voith), *Succinea oblonga* (Drap.), *Lymnea peregra ovata* (Drap.) sensu Petrbocka (1952); Musila et al. (1955); Ložka (1955, 1964b).

V současné době je prostor oplocen bez možnosti přístupu, bývalé etáže pískovny jsou zarostlé a možnost dalšího výzkumu je vyloučena.

### Cihelny na Úvoze

Cihelny byly založeny na v. úbočí Kraví hory a Žlutého kopce, byla v nich těžena spraš na pálení cihel potřebných k rozvoji města Brna v 18. až první polovině 20. století, některé z cihelen byly zřejmě těženy již od 17. století. Cihelny ležely podél dnešní ulice Úvoz od augustiniánského kláštera na Mendlově náměstí až po křižovatku ulic Úvoz a Veveří na Konečného náměstí.

### 13 Konečného náměstí

V prostou dnešního Konečného náměstí (GPS: 49°12'17.529" N, 16°35'39.829" E) se nacházela cihelna, jež byla později spojena s cihelnou na Úvoze. Cihelna, v níž byla těžena spraš, patřila staviteli Franzi Pawlu, který ve vytěžených prostorách bývalé cihelny vystavěl na přelomu 19. a 20. století palác Tivoli, nyní se v prostorách vytěžených cihelny nachází bytová zástavba, silnice a park.

### 14 ul. Úvoz – cihelna

Na místě školy a zimního stadionu (GPS: 49°12'12.623" N, 16°35'29.268" E), mezi ulicemi Veveří, Rybkova, Jiráskova a Jana Uhra, včetně bloku domů na Konečného náměstí, se nacházela velká cihelna, jež definitivně zanikla začátkem 50. let 20. století.

I přes velikost cihelny nejsou v citované literatuře zmíněny žádné podrobnosti, profil zřejmě odpovídal profilu popsanému na j. okraji cihelny, kde je těsně pod povrchem popisována spraš, mocná 3 m, s cívčými a pseudomyceliemi, datovaná jako „würm“ 3. Pod spraší se nachází série pohřbených púd až do hloubky 9 m, datovaná „würm 1 až 3“, pod nimi se nachází další série pohřbených púd datovaná jako „riss-würm“ až „riss“. Zaznamenaná výška profilu se pohybovala okolo 16 m (Musil et al. 1955).

V dnešní době jsou za budovami školy vidět zbytky po zaniklých etážích cihelny, asi dva metry vysoké, občas místy s menšími výchozy eventuelně použitelnými pro další výzkum.

### 15 Svatotomášská cihelna

Cihelna byla založena v 1. polovině 18. století a je již zaznamenána na mapě I. vojenského mapování z let 1764–1768. Byla pojmenována podle vedle ležícího starého Svatotomášského dvorce (není totožný s dvorcem téhož jména ležícím v horní části ulice Veveří) patřícího augustiniánskému opatství sv. Tomáše na Starém Brně. Nacházela se mezi dnešními ulicemi Čápkova, Jana Uhra, Úvoz a Grohova (GPS: 49°12'4.942" N, 16°35'36.706" E) v nadmořské výšce 255 m a její s. okraj se dotýkal cihelny na ul. Úvoz.

K definitivní likvidaci posledních zbytků cihelny došlo ve 40. letech 20. stol. V dnešní době je v místech cihelny park a bytové domy.

### 16 ul. Bratří Čapků

Mezi ulicemi Úvoz, Grohova, Gorkého a Bratří Čapků (GPS: 49°12'0.923" N, 16°35'25.211" E) se nacházela stará cihelna, která byla zaznamenána již na mapě I. vojenského mapování.

Cihelnu pohltila rozrůstající se městská zástavba v první polovině 20. let 20. století.

### 17 Trýbova ul. – Fischerova (Falkensteinerova) cihelna

Cihelna se nacházela za augustiniánským klášterem mezi ulicemi Úvoz, Tvrdého, Tomešova a Pivovarská (GPS: 49°11'43.554" N, 16°35'37.749" E), v nadmořské výšce 250 m. Cihelna je již zachycena na von Scheibenhofově mapě Brna z r. 1815 a na plánu stabilního katastru z r. 1825 (Kuča 2000). Roku 1857 zakoupil prosperující cihelnu na Úvoze Valentin Falkensteiner od vdovy Karoliny Krásenské. Výrobky této cihelny nesly kolek „FuE“ a číslo 2 v obdélném rámečku (Holub et al. 2006).

V bývalé Fischerově cihelně byl Musilem et al. (1955) popsán profil vysoký přes 21 m, s větším počtem fosilních púd. V podloží fosilních púd se nacházejí písky terasy Svratky, v jejichž spodních partiích byly r. 1953 nalezeny pozůstatky *Citellus undulatus* Pall., *Microtus oeconomus* Pall. a *Mammuthus trogontherii* Poh., šlo o přechodnou formu mezi *Mammuthus trogontherii* Poh. a *Archidiskodon meridionalis* Nes. Z flory byly přítomny pyly *Pinus silvestris*, *Abies* sp. Stáří vrstvy bylo určeno na přechod mezi prvním a druhým „risským“ interstadiálem (Musil et al. 1955).

V dnešní době je prostor cihelny zastavěn obytnými domy a garážemi. Potenciálně použitelný by byl z. okraj

cihelny, ve kterém se vyskytují ojedinělé výchozy spraší, tento okraj je ohraničený ulicí Tomešova a cestou spojující ji s ulicí Pivovarskou.

### Cihelny mezi ulicemi Lidická a Veveří

Několik cihelen se nacházelo mezi ulicemi Veveří a Velkou Novou Ulicí, jak se dříve jmenovala ulice Lidická a na ni navazující ulice Štefánikova. Tyto cihelny byly založeny v průběhu 18. a 19. století při prudkém rozvoji Brna a přilehlé obce Královo Pole. Všechny tyto cihelny zanikly na přelomu 19. a 20. století s rozšiřující se městskou zástavbou. Jako poslední zanikla cihelna na ulici Kotlářská a to během 1. světové války.

### 18 ul. Cihlářská

Tato cihelna ležela za městským hřbitovem (GPS: 49°12'14.84" N, 16°36'8.013" E) a byla ve vlastnictví města, znázorněna je již na mapách I. vojenského mapování. Cihelna byla zrušena v 80. letech 19. století. Tato cihelna byla částečně ohraničena ulicí Cihlářská (vede takřka přímo středem bývalé cihelny) a ulicí Sokolská. Dnes se na místě bývalé cihelny nachází Tyršův sad.

### 19 ul. Kotlářská

Cihelna se nacházela mezi ulicemi Kotlářská, Botanická, Hoppova a částí bloku domů na ulici Štefánikova (GPS: 49°12'28.345" N, 16°36'5.633" E). Naproti cihelně se přes ulici Štefánikova nacházela mezi ulicemi Pionýrská, Střední, Staňkova a Křivanova pec na pálení cihel. Cihelna zanikla okolo 1. světové války a v dnešní době stojí na jejím místě bytové domy.

### 20 ul. Hrnčířská

V rámci této lokality, jež se rozprostírala mezi ulicemi Šumavská, Hrnčířská a Klatovská a jejíž dobývací prostor sahal až k ulici Veveří (GPS: 49°12'37.626" N, 16°35'47.89" E), šlo původně pravděpodobně o dvě menší cihelny. V současné době se na místě cihelny nacházejí VŠ koleje Družba a Listovy, budovy Magistrátu města Brna a Moravská zemská knihovna. Hrana dobývacího prostoru je stále patrná za právnickou fakultou, hrana je sesvahována, vysoká asi 2 m a pro další výzkum nepoužitelná, jako geohazard nepředstavuje riziko.

### Cihelny v Černých Polích

#### 21 Cihelna na Merhautově ulici – Brodschkova cihelna

Tato cihelna byla lokalizována mezi ulicemi Merhautova, Jugoslávská, Durďákova a Helfertova (GPS: 49°12'18.583" N, 16°37'16.292" E) až po zábrdovický hřbitov. Dnes je na místě zrušeného hřbitova park Schreberovy zahrádky.

V cihelně byly pravděpodobně těženy spraše i neogenní jíly („tégly“). Cihelna je již zaznamenána na mapách II. vojenského mapování z let 1836–1852 a byla přístupná z ulice Jugoslávská, zanikla před rokem 1900.

Dnes je prostor cihelny kompletně zastavěn bytovými a rodinnými domy a jeho potenciál pro další výzkum je nulový.

## 22 Cihelna v Králově Poli

Tato cihelna se rozkládala mezi ulicemi Cimburkova – Porgesova – Drobného a třídou generála Píky (GPS: 49°13'3.889" N, 16°36'41.585" E), původně patřila do katastru Černých Polí. Majitelem cihelny byl Franzi Pawlu. Tento syn tesaře z Bořitova se stal významným brněnským stavitelem a jeho výrobky nesly označení „Franz Pawlu & Sohn Brünn“. Po roce 1948 byla cihelna znárodněna a definitivně zrušena v roce 1991.

V neogenních jílech („téglech“) byla popisována bohatá společenstva hlubokomořské fauny (ježovky, foraminifery a další). Studované otolity dokládají batymetricky nejhlubší společenstvo ryb v celé karpatské předhlubni a indikují klidné vody svrchního batyálu (200–500 m) bez dnových proudů. Tyto závěry podporuje i druhové složení společenstva foraminifer a otolity (Brzobohatý 1982).

O kvartérních sedimentech jsem v literatuře zmínku nenalezl, zřejmě již byly odtěženy předchozí těžbou. V dnešní době je prostor bývalé cihelny zastavěný, mimo jiné zde stojí komplex Boby centra a nákupní centrum Tesco. Ve stěnách bývalé cihelny lze dodnes odebrat vzorky neogenních jílu.

## Závěr

Z průzkumu, na jehož základě vznikl předkládaný soupis lokalit, vyplynulo, že cihelny ležící okolo ulice Úvoz, dále mezi ulicemi Lidickou a Veverí a cihelny v Králově Poli a Černých Polích jsou v současné době zastavěny obytnými domy a mohly by být zajímavé z hlediska geohazardů. Pro další výzkum však mají nulový potenciál. Z židenických těžeben je naopak pro další výzkum použitelná bývalá cihelna Růženin dvůr. Výchozy okolo Brna se jeví mnohem nadějněji, zde je použitelný profil ve sprašové rokli v Jinačovicích, opuštěná Bílovická cihelna, profil v zářezu potoka u Kníniček a úvoz cesty s. od bývalé cihelny v Obřanech.

## Poděkování

*Studium bylo podpořeno interním mapovacím projektem ČGS č. ú. 390003 v rámci mapování brněnské aglomerace 1 : 25 000 Českou geologickou službou. Také bych chtěl poděkovat Lence Kociánové za vytvoření schémátka a recenzentům Lence Lisé a prof. R. Musilovi za podnětné připomínky.*

## Literatura

- Brzobohatý, R. (1982): Rybí fauna spodnobadenských vápnnitých jílu v Brně Králově Poli a její paleogeografický význam. – *Časopis Moravského Muzea*, LXVII, 57–64.
- Hanzl, P. – Baldík, V. – Bubík, M. – Buriánek, D. – Dolníček, Z. – Dvořák, I. J. – Fůrychová, P. – Havlín, A. – Hrdličková, K. – Kociánová, L. – Konečný, F. – Krejčí, O. – Krejčí, Z. – Krumlová, H. – Kryštofová, E. – Müller, P. – Paleček, M. – Pecina, V. – Pecka, T. – Poul, I. – Rez, J. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Slobodník, M. – Šrámek, J. – Tomanová Petrová, P. – Večeřa, J. – Vít, J. (2011): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 24-324 Brno-sever. – MS, Česká geologická služba Praha.
- Holub, P. – Merta, D. – Zůbek, A. (2006): Cihelna z 19.–20. století v ulici Trýbova v Brně. – *Archeologia Technica*, 66–70.
- Kuča, K. (2000): Brno – vývoj města, předměstí a připojených vesnic. – Baset.
- Ložek, V. (1955): Měkkýši Československého kvartéru. – *Rozpravy Ústředního ústavu geologického*, XVII.
- Musil, R. (1955): Nález elephantida v cihelně na Úvoze v Brně. – *Časopis Moravského Muzea*, XL, 38–59.
- Musil, R. (1957): Osteologické nálezy ze šterkovny pod Stránskou skálou. – *Anthropozoikum*, 6, 55–66.
- Musil, R. – Valoch, K. – Nečesaný, V. (1955): Pleistocenní sedimenty okolí Brna. – *Anthropozoikum* IV, 107–168.
- Musil, R. ed. (1982): Kvartér Brněnské kotliny – Stránská skála IV. – *Studia geographica*, 80, 1–283.
- Neruda, P. – Nerudová, Z. (2007): Kníničky – sprašový profil [online, cit. 5. 5. 2011]. Dostupné z WWW: <http://www2.gli.cas.cz/kvarter/reportykninicky.html>.
- Pecka, T. (2011): Nález „nového“ profilu v zaniklé cihelně Židenice II – Růženin dvůr. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 18, 2, 51–54.
- Pelíšek, J. (1982) Spraše a fosilní půdy brněnské kotliny. – *Kvartér Brněnské kotliny – Stránská skála IV. – Studia geographica*, 80, 85–99.
- Petrbok, J. (1952): Měkkýši moravského pleistocénu – *Anthropozoikum* II, 233–252.
- Petrbok, J. (1955): Pleistocenní měkkýši některých nalezišť okolí města Brna. – *Anthropozoikum*, IV, 2, 363–371.
- Sine 1768: Mapy I. vojenského mapování (Josefského) mapování z let 1764–1768.
- Sine 1852: Mapy II. vojenského mapování (Františkovo) mapování z let 1836–1852.
- Sine 1878: Mapy III. vojenského mapování (Františko josefské) mapování 1876–1878.
- Skutil, J. – Stehlík, A. (1945): Dosavadní výsledky malakozoologického studia diluvia Moravského – *Práce Moravské přírodopisné společnosti*, XVII, 12, 1–40.
- Smolíková, L. – Kovanda, J. (1982): Die Bedeutung der pleistozänen Sedimente des Fundortes Růženin dvůr (Brno Židenice II). – *Sborník Geologických Věd, Anthropozoikum* 15, 9–38.
- Svobodová, R. (1988): Rebilance zásob CGK, závěrečná zpráva. – MS, GP Ostrava.
- Valoch, K. (1977): Neue alt- und mittelpaläolithische Funde aus der Umgebung von Brno. – *Anthropozoikum, Sborník Geologických věd Anthropozoikum*, 11, 93–113.
- Císařské povinné otisky a indikační skici stabilního katastru (1824–1836). Ústřední archiv zeměměřičství a katastru [online, cit. 8. 5. 2011]. Dostupné z WWW: <http://archivnimapy.cuzk.cz/>.
- Plány města Brna 1858–1944 [online, cit. 2. 5. 2011]. Dostupné z WWW: <http://www.vilemwalter.cz/mapy>.



## NOVÉ POZNATKY O NEOVULKANITU V POHOŘI U ODER (OKRES NOVÝ JIČÍN)

New knowledge about a neovolcanic rock at Pohoř near Odry (district Nový Jičín)

Vojtěch Šešulka, Radka Drápalová, Antonín Přichystal, Dalibor Všianský

Ústav geologických věd, PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 78302@mail.muni.cz

(25-12 Hranice)

**Key words:** Cenozoic volcanism, (Oligocene), olivine melilitite, geomagnetic survey, volcanic dyke

### Abstract

The dyke on the Pohoř hill represents the most southeastern occurrence of Cenozoic volcanic rock in the Bohemian Massif. It has been studied since the second half of the 19<sup>th</sup> century, when it was discovered during a construction of railroad. Since that time the dyke has been considered to be hidden and there was no actual data about the site. We have carried out a ground magnetic survey to revise the location and shape of the volcanic body. Several boulders of the volcanic rock have been sampled. According to new petrographical and geochemical analyses we have classified the rock from Pohoř as an olivine melilitite.

### Úvod

Lokalita Pohoř představuje jeden z mnoha menších výskytů severomoravských a slezských neovulkanitů. Objevena byla v roce 1883 při stavbě železniční trati ze Suchdola nad Odrou do Budišova nad Budišovkou. Podrobný popis žíly čedičové horniny, dříve považované za pikrit, podává Pacák (1928). Ve své obsáhlé publikaci o severomoravských neovulkanitech uvádí, že již při jeho návštěvě o rok dříve byla lokalita zaniklá. Odkryv čediče v železničním zářezu byl při výstavbě železnice sanován pomocí opěrné zdi a již samotný O. Pacák byl odkázán pouze na ústní sdělení pamětníků. Od jeho doby nebyla lokalitě věnována ostatními autory přílišná pozornost, ačkoliv několik málo zmínek o pohořském „bazaltu“ lze v literatuře vysledovat. Podrobnější geochemickou specifikaci přináší Fediuk a Fediuková (1985). Také na podrobné geologické mapě měřítko 1 : 25 000 (Dornič et al. 1971) je na jz. úpatí kopce Pohoř zaznačen menší čedičový výskyt. Naopak v nejnovější geologické mapě stejného měřítko od Gilíkové et al. (2007) žádný neovulkanit zaznačen není.

V loňském roce byl na vrchu Pohoř za účelem upřesnění lokalizace a průběhu čedičové žíly proveden pozemní geomagnetický průzkum. V průběhu měření byly nalezeny menší balvany bazické vyvřelé horniny, z nichž byly odebrány horninové vzorky, které byly podrobeny sérii petrografických a geochemických analýz.

### Geologická situace

Vulkanická žíla na úpatí vrchu Pohoř je nejjihovýchodnějším zjištěným povrchovým výskytem (původně známá jen v zářezu železnice) kenozoického vulkanismu na Českém masivu. Jedná se o drobné těleso prorážející břidlice, prachovce a droby hradecko-kyjovického souvrství kulmu Nízkého Jeseníku (Dornič et al. 1971, Otava et al. 2001, Gilíková et al. 2007). Obecně bývají severo-

moravské a slezské neovulkanity často děleny na vnitřní a vnější skupinu [toto rozdělení pochází z přelomu 19. a 20. století a bylo později hojně přejímáno dalšími autory, např. Pacákem (1928) nebo Kopeckým (1964)]. Hlavními kritérii pro toto rozdělení jsou geografická poloha (j. a s. od okrajového zlomu lugika) a stáří vulkanitů (plio-pleistocenní stáří nebo starší). Proto je zařazení Pohoře do jedné z těchto dvou skupin problematické. Lokalita je prostorově pravděpodobně vázána, stejně jako vulkanická centra vnitřní řady, na pokračování bělského zlomu, nicméně její nově zjištěné stáří  $32,3 \pm 1,4$  Ma (Ulrych et al., v tisku) je obdobné jako u neovulkanitů z řady vnější. Toto nově stanovené stáří je do jisté míry překvapující, neboť pohořský čedič byl dříve na základě prostorové příbuznosti s takto starými vulkanity ze střední části Nízkého Jeseníku kladen do plio-pleistocenního období (Dornič et al. 1971).

### Metodika

Za účelem určení polohy, případně i tvaru „zapomenuté“ vulkanické struktury na úpatí vrchu Pohoř, byla aplikována magnetická metoda geofyzikálního průzkumu. Při pozemním měření absolutní hodnoty magnetického pole T byla použita aparatura Cs-magnetometr SM-5 Navmag (Scintrex, Kanada). Tento přístroj umožňuje kontinuální záznam změn a anomálií magnetického pole Země s přesností 0,1 nT, které jsou vyvolané mj. různě magnetizovanými horninovými tělesy. Frekvence záznamu dat byla nastavena na dvě měření za vteřinu. Lokalizace měřických túr byla provedena vestavěným GPS senzorem, který dosahuje přesnosti jednotek metrů. Zpřesnění polohy bylo navíc provedeno pomocí ruční GPS Trimble Juno ST. Měřičské túry dosáhly celkové délky více než 10 km a pokryly plochu o rozloze zhruba 1,5 km<sup>2</sup>.

Ke zjištění minerálního složení odebrané horniny byl použit polarizační mikroskop a prášková RTG

difrakční analýza na aparatuře Bruker D8 Advance s Cu anodou ( $\lambda_{\text{Cu}} = 1,54184 \text{ \AA}$ ) a variabilními divergenčními clonami při  $\Theta$ - $\Theta$  reflexní Bragg-Brentano parafookusační geometrii v úhlovém rozmezí  $6\text{--}80^\circ 2\Theta$ . Chemické složení horninotvorných minerálů bylo zjišťováno na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 v Laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy na ÚGV PŘF MU (operátor Š. Benedová). Měření bylo provedeno při urychlovacím napětí 15 kV, průměrném elektronovém svazku  $5 \mu\text{m}$  a proudu 10 nA. Dále byla hornina podrcena na požadovanou frakci v achátovém mlýnku. Na části této frakce bylo silikátovou analýzou zjištěno množství hlavních oxidů, analýzu provedl P. Kadlec na ÚGV PŘF MU. Druhá část těže horniny byla poslána do laboratoří AcmeLabs v Kanadě na celohorninovou chemickou analýzu. Zde bylo metodou ICP-ES/-MS zjištěno zastoupení hlavních oxidů, stopových prvků a prvků vzácných zemin. Výsledky těchto analýz byly vyhodnoceny v programu GCDkit (Janoušek et al. 2006).

**Geofyzikální průzkum**

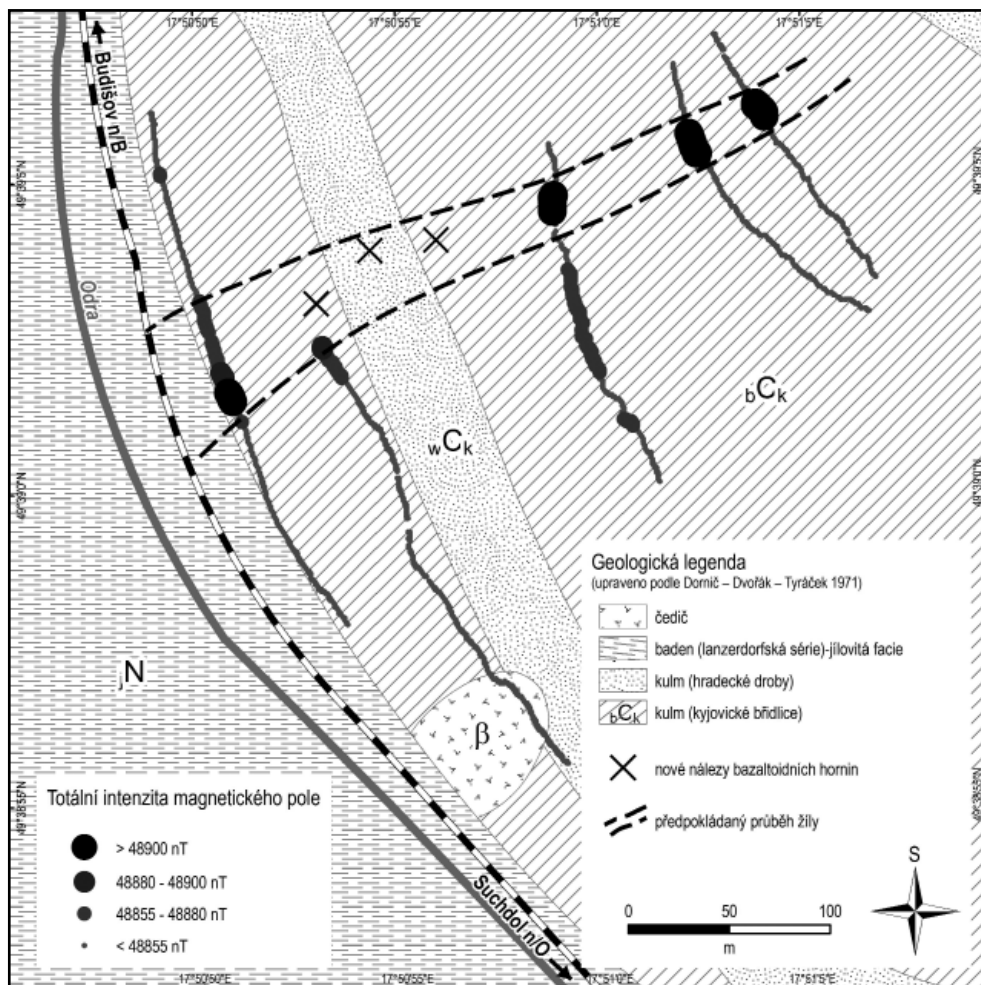
Ačkoliv geofyzikální měření proběhlo na větší ploše, vzhledem k terénním a vegetačním podmínkám na lokalitě bylo pro interpretaci samotné polohy a směru vulkanické žíly použito pěti zhruba paralelních profilů o délce 150 až

300 m. Předpokladem úspěšné identifikace struktury byl dostatečný kontrast mezi magnetickou susceptibilitou bazaltoidní horniny ( $26\text{--}29 \times 10^{-3} \text{ SI}$ ) a okolních kulmských břidlic a drob ( $0,1\text{--}0,2 \times 10^{-3} \text{ SI}$ ).

Při pohledu na přiloženou mapu s vyneseními hodnotami (obr. 1) lze poměrně dobře vysledovat průběh žíly paralelní s okrajovým zlomem Oderských vrchů, tedy ve směru SV–JZ, v délce asi 300 m. Měření bohužel nebylo možné provést blíže k železniční trati, ovšem je zřejmé, že údaje o poloze čedičového tělesa v Pacákově náčrtu z roku 1928 i v geologické mapě 1 : 25 000 (Dornič et al. 1971) nejsou přesné. Ani v horní části území, sv. směrem k obci Pohoř, nebylo pokračování žíly zastiženo. Je tedy pravděpodobné, že žíla ve vrcholové partii vyklíňuje a ztrácí se.

**Petrografie a geochemie**

Povrch odebraných vzorků je pokryt žlutošedou patinou, která vznikla dlouhodobým vystavením horniny povětrnostním vlivům. Na čerstvém lomu je hornina tmavošedá, kompaktní, s mikroporfyrickou strukturou. Ve výbrusu je zřetelná porfyrická struktura, ve které jsou fenokrysty tvořené olivínem a pyroxenem. Základní hmota je holokrystalická a obsahuje pyroxen, olivín, nefelín, melilit a spinelidy. Zjištěny byly i minerály serpentínové skupiny, pyrit a stronciem bohatý baryt. Vyrůstlice bezbarvého olivínu (dosahují velikosti až  $500 \mu\text{m}$ ) jsou automorfně omezené a homogenní. Některá zrna jsou resorbována a částečně serpentinizována na okrajích a podél puklin. Elektronovou mikrosondou bylo zjištěno, že se jedná o hořečnatý olivín, tedy forsterit ( $\text{Fo}_{85-87}$ ). Množství olivínových vyrůstlic převládá nad vyrůstlicemi velmi slabě hnědozelených klinopyroxenů, které jsou automorfně omezené s velikostí až  $200 \mu\text{m}$ . U některých pyroxenů je viditelná oscilační či sektorová zonálnost, která má v některých zrnech strukturu přesýpacích hodin. Přepočtení mikrosondových analýz (tab. 1) odhalil, že se jedná o vyrůstlice diopsidu. V případě oscilačně zonálního klinopyroxenu je okrajová část mírně bohatší Fe a Ti než část středová.

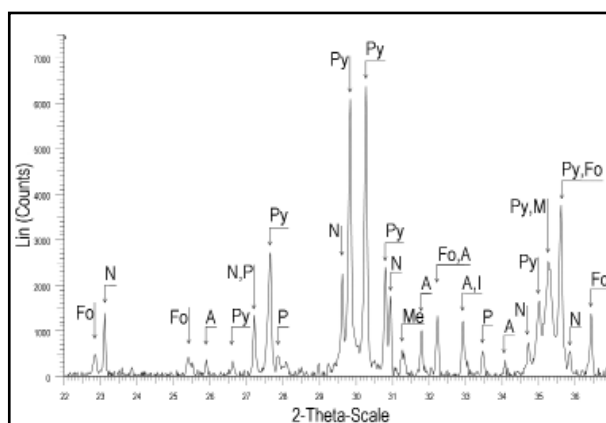


Obr. 1: Mapa vrchu Pohoř s vyneseními hodnotami geofyzikálního měření a pozicí odebraných vzorků.  
 Fig. 1: Map of the Pohoř hill with geophysical data and location of sampled rocks.

	1/1	2/1	4/1	6/1	21/1
SiO <sub>2</sub>	43,27	39,68	45,60	45,17	44,39
TiO <sub>2</sub>	3,76	5,17	2,90	3,45	3,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,26	12,43	7,04	6,94	8,25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,02	0,01	0,02	0,00
FeO	6,40	7,48	6,99	7,46	6,10
MnO	0,11	0,06	0,14	0,18	0,10
MgO	12,01	10,82	12,63	12,37	12,96
CaO	23,57	23,76	23,95	23,54	24,44
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,44	0,43	0,51	0,33
suma	100,16	99,86	99,69	99,64	100,11
<b>přepoččet kationtů na 6 atomů O</b>					
Si	1,62	1,51	1,72	1,71	1,67
Al (T)	0,38	0,49	0,28	0,30	0,33
Al (M1)	0,08	0,07	0,03	0,01	0,03
Fe <sup>3+</sup>	0,20	0,25	0,20	0,18	0,22
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,11	0,15	0,08	0,10	0,10
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,02	0,06	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,67	0,61	0,71	0,70	0,73
Ca	0,95	0,97	0,97	0,95	0,98
Na	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02
Σ kat.	4,06	4,08	4,04	4,06	4,08

Tab. 1: Reprezentativní mikrosondové analýzy pyroxenů.  
Tab. 1: Representative microprobe analyses of pyroxenes.

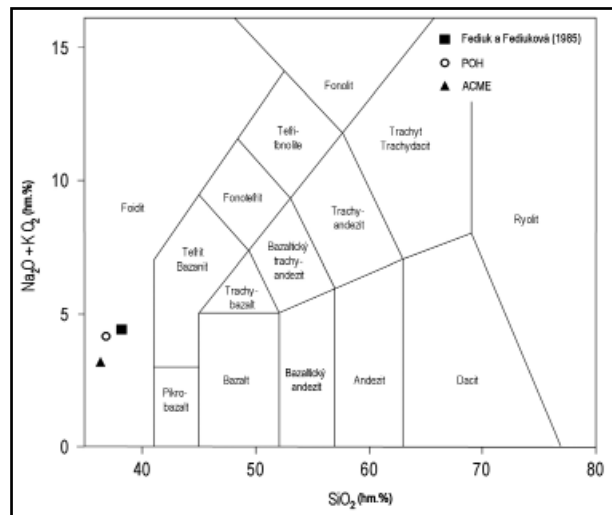
Opticky nebylo možné identifikovat, který minerál vyplňuje prostor mezi zrny základní hmoty. Mikrosondovou analýzou se prokázalo, že se jedná o nefelín. Hojně šedo-modré krystaly melilitu se v hornině vyskytují ve formě lišt. V těchto lištách lze pozorovat drobné tmavé jehličky směřující od okraje ke středu zrn, tzv. cvočkovitou strukturou. Dále byly analyzovány spinelidy, které ve výbrusu tvoří automorfně omezená zrna. Část z nich odpovídá Cr-spinelům a část Ti-magnetitům. Některé Cr-spinely jsou lemovány magnetitem. Pacákem (1928) byl v hornině popsán minerál haüyn, ten však nebyl zjištěn opticky ani pomocí RTG difraktometru. Druhou zmíněnou metodou



Obr. 2: Difraktogram vulkanitu z Pohore; výřez oblasti 22 – 37°2θ; P – phillipsit, A – apatit, Na – natrolit, Fo – forsterit, M – magnetit, N – nefelín, Py – augit/diopsid, Me – melilit, I – ilmenit.  
Fig. 2: Diffractogram of the rock from Pohor; cut-out of the area 22 – 37°2θ; P – phillipsite, A – apatite, Na – natrolite, Fo – forsterite, M – magnetite, N – nephelinite, Py – augite/diopside, Me – melilite, I – ilmenite.

minerál/ vzorek	augit/diopsid	forsterit	nefelín	apatit	melilit	natrolit	phillipsit	magnetit	ilmenit
Pohoř	+++	++	++	+	+	+	+	++	+

Tab. 2: Kvalitativní a semikvantitativní rentgenová analýza vzorku Pohor (+++ , ++ , + relativní zastoupení minerálů).  
Tab. 2: X-ray analysis of the sample from Pohor (+++ , ++ , + relative mineral content).



Obr. 3: TAS diagram (Le Bas et al. 1986) s vyznačenými horninovými analýzami z Pohore; analýza publikovaná Fediukem a Fediukovou (1985), POH – silikátová analýza provedená na ÚGV PŘF MU a analýza z Acme.  
Fig. 3: TAS diagrame (Le Bas et al. 1986) with marked rock analyses from Pohor; 1 - Fediuk – Fediuková (1985), 2 - new data.

(obr. 2) bylo stanoveno kvalitativní a semikvantitativní zastoupení identifikovaných krystalických fází (tab. 2). Podle odhadu této analýzy by měl být v hornině nejvíce zastoupen klinopyroxen, dále forsterit, nefelín, magnetit, melilit, ilmenit, apatit, natrolit a phillipsit.

Hornina byla Pacákem (1928) mineralogicky popsána a pojmenována jako haüynicko-meliliticko-nefelinický čedič. Fediuk a Fediuková (1985) interpretují název podle tehdejší terminologie jako haüynicko-melilitický olivinický nefelinit a zároveň ve své práci uvádějí dosud nepublikovanou analýzu vzorku ze sbírek katedry petrologie PŘF UK.

Po vynesení výsledků nových analýz do TAS diagramu (podle Le Bas et al. 1986) spadá hornina do pole foiditu (obr. 3), což koresponduje s analýzou publikovanou Fediukem a Fediukovou (1985). Jak ukázala mikrosondová měření a RTG difrakční analýza, z foiditů je zastoupen nefelín. Hornina obsahuje více než 10 % modálního olivínu a je larnit-normativní, obsahuje tedy minerál melilit. Vzhledem k tomu, že melilitu je více než 10 %, hornina by měla být na základě klasifikace Le Maitra et al. (2002) označena jako olivinický melilitit. Srovnání zastoupení hlavních oxidů uvedené v literatuře a nových analýz je v tab. 3.

Obrázek 4 ukazuje porovnání množství inkompatibilních prvků a REE pohořského vzorku (tab. 4) s dalšími severomoravskými neovulkanity (Foltýnová 2003), které

vzorek	Acme	POH	Fediuk – Fediuková (1985)
SiO <sub>2</sub>	36,37	36,90	38,27
TiO <sub>2</sub>	2,88	2,70	3,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,08	11,07	10,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,64	5,08	4,74
FeO	-	6,71	7,49
MnO	0,22	0,25	0,22
MgO	11,92	13,49	16,17
CaO	14,81	14,46	10,12
Na <sub>2</sub> O	2,04	3,20	3,36
K <sub>2</sub> O	1,01	0,91	1,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,47	1,68	1,37
H <sub>2</sub> O	-	0,64	0,48
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	2,42	2,58
S	-	0,19	-
CO <sub>2</sub>	-	0,34	0,24
LOI	5,80	-	-
suma	99,24	100,04	100,01

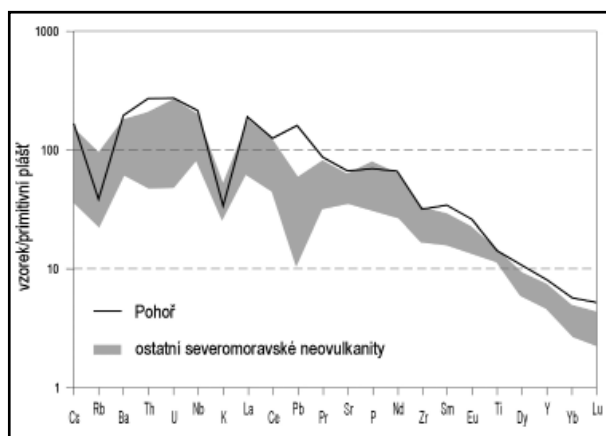
Tab. 3: Hlavní oxidy (hm. %) zastoupené v melilititu z Pohoře, Acme – analýza ICP-MS/-ES, Fe je uvedeno jako sumární Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; POH – silikátové analýzy provedené na ÚGV PřF MU a analýza publikovaná Fediukem a Fediukovou (1985).

Tab. 3: Main oxides (wt. %) in the melilitite from Pohoř – ICP-MS/-ES analysis, Fe is as total Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; POH – silicate analyses (ÚGV PřF MU) and analysis by Fediuk and Fediuková (1985).

byly rovněž analyzovány metodou ICP-MS/-ES v Acme. Z tohoto diagramu je patrné, že naprostá většina těchto prvků vystupuje při horní hranici distribučního pole pro severomoravské neovulkanity. Zvýšené obsahy Pb s velkou pravděpodobností souvisí s výskyty galenitu v nejbližším okolí, který byl od středověku těžen.

### Diskuze a závěr

Pomocí geomagnetického průzkumu se podařilo určit, že vulkanit, o němž byly z minulosti známy pouze kusé informace, tvoří žílu o délce několika set metrů. Žíla je orientována souběžně s okrajovým zlomem Oderských vrchů a podle dosud známých poznatků nepřekračuje údolí



Obr. 4: Primitivním pláštěm normalizované (podle Sun – McDonough 1989) složení pohořského melilititu a ostatních výskytů (Foltýnová 2003) severomoravských a slezských neovulkanitů.  
Fig. 4: Primitive mantle normalization (after Sun – McDonough 1989) of melilitite from Pohoř and the range of other neovolcanic rocks (Foltýnová 2003) from northern Moravia and Silesia.

	Acme		Acme
As	4,1	V	313,0
Au	1,2	W	0,6
Ba	1344,0	Y	36,9
Be	2	Zn	75,0
Co	49,5	Zr	351,5
Cs	1,2	La	128,2
Cu	71,8	Ce	225,3
Ga	17,4	Pr	24,1
Hf	6,8	Nd	89,9
Mo	1,9	Sm	15,2
Nb	155,0	Eu	4,4
Ni	164,4	Gd	12,5
Pb	11,3	Tb	1,6
Rb	23,9	Dy	7,9
Sc	25,0	Ho	1,3
Sr	1389,0	Er	3,4
Ta	8,2	Tm	0,5
Th	23,2	Yb	2,8
U	5,7	Lu	0,4

Tab. 4: Obsahy stopových prvků (ppm) v melilititu z vrchu Pohoř (stanoveno v Acme).  
Tab. 4: Content of trace elements (ppm) in the melilitite from Pohoř (Acme).

řeky Odry směrem k JZ. Lze tedy předpokládat ukončení žilné struktury na zlomu paralelním s řekou Odrou, tj. zlom v pokračování bělského zlomu (směr SZ–JV). Zda-li je žíla v podloží neogenních sedimentů ukončena ostře zlomem či vyklíňuje pozvolna ještě před ním nebo snad pokračuje na druhém břehu řeky, není možné ze získaných indicií určit. Náznaky pro její pokračování směrem k Veselskému kopci lze však spatřovat ve starších geofyzikálních pracích (Šalanský – Manová 2001), resp. geomorfologii dna Oderské kotliny (Otava et al. 2001).

Samotná vulkanická hornina z Pohoře představuje výjimečný výskyt jak stářím, tak pokud jde o minerální složení. Jedná se o první doložený výskyt melilititu v moravskoslezské oblasti. Nejbližší výskyt melilitických hornin na Českém masivu jsou známy z oblasti oháreckého riftu, kde spadají do preriftové fáze tektono-vulkanického vývoje, tedy do svrchní křídly (např. Kopecký 1978, Ulrych et al. 2008). Na základě zjištěného chemického složení a výrazně vyššího stáří vzorku z Pohoře (ve srovnání s ostatními vulkanity Nízkého Jeseníku) lze tedy usuzovat, že by se mohlo jednat o iniciální fázi severomoravského vulkanizmu.

Další výzkum a rozšíření geofyzikálního průzkumu i na pravý břeh řeky Odry by mohly v budoucnu přinést cenné poznatky o kenozoické vulkanické činnosti a tektonice na okraji Nízkého Jeseníku.

### Poděkování

Tato práce byla vypracována za finanční podpory výzkumného záměru MSM0021622427 „Interdisciplinární centrum výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku“ a GAČR 404/09/H020 „Moravskoslezská škola archeologických doktorských studií II (prohloubení mezioborové spolupráce)“.

## Literatura

- Dornič, J. – Dvořák, J. – Tyráček, J. (1971): Základní geologická mapa 1 : 25 000, list M 33-96-B-a Odry. Ústř. úst. geol. Praha.
- Fediuk, F. – Fediuková, E. (1985): Postmezozoické alkalické vulkanity severní Moravy. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 4, 355–382.
- Foltýnová, R. (2003): Geochemicko-petrografická charakteristika neovulkanitů severní Moravy a Slezska. – MS diplomová práce, PŘF MU. Brno.
- Gilíková, H. – Pálenský, P. – Tomanová Petrová, P. – Otava, J. – Nývlt, D. – Šikula, J. (2007): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, 25-122 Suchdol nad Odrou. – MS, archiv ČGS. Praha.
- Janoušek, V. – Farrow, C. M. – Erban, V. (2006): Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). – *Journal of Petrology*, 47, 6, 1 255–1 259.
- Kopecký, L. (1964): Neovulkanity Českého masívu. – In: Svoboda, J. et al.: *Regionální geologie ČSSR, I-2*, 365–408. Nakl. Čs. Akad. Věd, Praha.
- Kopecký, L. (1978): Neoidic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. – *Sborník geologických věd, Geologie*, 31, 91–124.
- Le Bas, M. J. – Le Maitre, R. W. – Streckeisen, A. – Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- Le Maitre, R. W. (ed.) – Streckeisen, A. – Zanettin, B. – Le Bas, M. J. – Bonin, B. – Bateman, P. – Bellieni, G. – Dudek, A. – Efremova, S. – Keller, J. – Lameyre, J. – Sabine, P. A. – Schmid, R. – Sørensen, H. – Woolley, A. R. (2002): *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 2<sup>nd</sup> Edition.* – Cambridge University Press, Cambridge – New York. 236 pp.
- Otava, J. et al. (2001): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, 25-121 Odry, 1–69. ČGS. Praha.
- Pacák, O. (1928): Čediče Jeseníku a přilehlých území. – *Věstník Královské české společnosti nauk, třída II (matematicko-přírodovědecká)*, 1–172.
- Sun, S. S. – McDonough, W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – In: Saunders, A. D. – Norry, M. (eds): *Magmatism in Ocean Basins*, 42, 313–345. Geological Society London. Special Publication.
- Šalanský, K. – Manová, M. (2001): Geofyzikální poměry. – In: Otava, J. et al.: *Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, 25-121 Odry*, 18–22. ČGÚ. Praha.
- Ulrych, J. – Dostal, J. – Hegner, E. – Balogh, K. – Ackerman, L. (2008): Late Cretaceous to Paleocenemelilitic rocks of the Ohře/Eger Rift in northern Bohemia, Czech Republic: Insights into the initial stages of continental rifting. – *Lithos*, 101, 141–161.
- Ulrych, J. – Ackerman, L. – Balogh, K. – Hegner, E. – Jelínek, E. – Pécskay, Z. – Přichystal, A. – Upton, B. G. J. – Zimák, J. (v tisku): Plio-Pleistocene basanitic and melilititic volcanic series of the Bohemian Massif: geochemistry, petrology and K-Ar ages. – *Chemie der Erde*.

# PODMÍNKY TRANSPORTU A AKUMULACE SEDIMENTŮ V ČLOVĚKEM OVLIVNĚNÝCH KORYTECH BESKYDSKÝCH TOKŮ: PŘÍKLADOVÁ STUDIE SOUTOKU ŘEKY MORÁVKY A MOHELNICE

Conditions of sediment transport and accumulation in man-affected Beskydian rivers: case study of the Morávka and Mohelnice rivers confluence

Václav Škarpich, Tomáš Galia, Jan Hradecký

Katedra fyzické geografie a geoekologie, PŘF Ostravské univerzity v Ostravě, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava; e-mail: skarpich@centrum.cz

(25-22 Frýdek-Místek)

**Key words:** Subsilesian Unit, Moravskoslezské Beskydy Mts, grain size analysis, sediment transport, Morávka River

## Abstract

This paper summarizes results of grain-size distribution of gravel bars and transport conditions in the context of sediment sources in the confluence area of the Morávka and Mohelnice rivers (Moravskoslezské Beskydy Mts). We deal with a hypothesis that general changes of grain-size distribution of gravel bars are controlled by disconnection in sediment flux in the Morávka River and, by contrast, that higher sediment delivery is related to the Mohelnice river basin. The second focus is the evaluation of fluvial transport parameters of a channel influenced by control works and sediment mining. Bed load transport research was conducted with the application of BAGS (Bedload Assessment for Gravel-bed Streams) spreadsheet-based program. Sediment analysis of the channel confluence showed limited sediment supply character indicated by coarser sediment delivery from the Morávka River. This fact is related to the effect of hungry water caused mainly by the Morávka Reservoir. On the other hand, the Mohelnice River displayed trends of relatively higher sediment delivery without potential disconnectivities in sediment flux. Results of this analysis brought an insight into a potential scheme of the future development of the studied reaches. We suppose preservation of recent trends in case of the occurrence of significant changes in land use or watershed management.

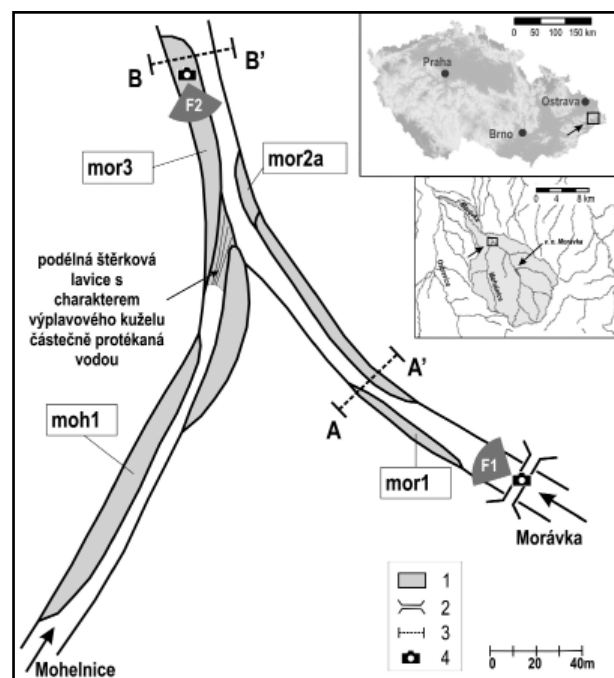
## Úvod

Soutoky řek odrážejí komplikované podmínky konvergence vody a sedimentů. V literatuře je tato oblast někdy také nazývána jako problematika soutokové hydrodynamické zóny (z angl. confluence hydrodynamic zone, CHZ). Specifickými hydrologickými poměry na soutoku, ovlivňujícími morfologickou stavbu a sedimentologii se zabývají převážně zahraniční studie (Ashmore – Gardner 2008, Best 1988, Biron et al. 1993, Mosley 1976, Rhoads et al. 2009, Xiekang et al. 2007). V České republice obdobné výzkumy spojené s komplexními fyzikogeografickými dopady chybí. Některé práce byly realizovány pouze v kontextu regulačních prací v korytech vodních toků (Tureček 2001).

Zájmovou oblastí výzkumu je soutok řeky Morávky a Mohelnice (bližší lokalizace je uvedena na obr. 1) v předpolí Moravskoslezských Beskyd ve východní části České republiky. Koryto Mohelnice ústí do koryta Morávky pod úhlem ~80°. Tento původně větvičí se šterkonosný úsek je v současnosti transformován v jednoduché koryto s převážujícími erozními procesy, způsobenými deficitem splavnin v podélném průběhu vodního toku, ve smyslu teorie říčního (dis)kontinua, hlavně vlivem tělesa hráze údolní

nádrže Morávka lokalizovaném v oblasti nad soutokem s řekou Mohelnicí. V jisté míře si šterkonosný charakter bez viditelného větvení zachovává koryto Mohelnice. Geologicky sledovaný úsek patří k podslezské jednotce s výrazným zastoupením neogenních a kvarterních pokryvů (Menčík – Tyráček 1985, Menčík et al. 1983).

V předkládaném příspěvku jsou hodnoceny makrogranulometrické charakteristiky bočních šterkových lavic



Obr. 1: Zájmový úsek s identifikací základních lokalit: 1 – šterková lavice, 2 – most, 3 – studovaný profil transportních poměrů (transekt), 4 – lokalizace fotografované oblasti.

Fig. 1: Study area with the main sites: 1 – gravel bar, 2 – bridge, 3 – studied cross section of transport characteristics, 4 – location of the photographed area.

Vodní tok	Měrný profil	Plocha povodí (km <sup>2</sup> )	Staničení měrného profilu (od ústí v km)	n-letý průtok - Q <sub>n</sub> (m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> )			
				1	2	5	10
Mohelnice	Raškovice – tok	35,29	1,7	9,6	16,7	29,9	43,2
Morávka	Morávka pod přehradou	64,23	18,4	21,8	39,4	67,0	90,7
Morávka	Raškovice – jez Vyšší Lhoty	131,33	11,2	35,4	57,7	96,5	133,0

Tab. 1: Základní hydrologické údaje studovaného úseku.

Tab. 1: Basic hydrological data of the study area.

a transportní parametry v souvislosti s předpokladem hypotézy vysoké dodávky sedimentů šterkové frakce právě z oblasti povodí Mohelnice, která je v současnosti jednou z mála fungujících zdrojnic pro dolní část povodí, bez významného vlivu bariér (Birklen 2005, Hradecký 2007, Hradecký – Děd 2008). V souvislosti s transportními charakteristikami je zde hodnocen také předpokládaný budoucí vývoj koryta v kontextu tzv. dominantního průtoku (z angl. dominant discharge; Benson – Thomas 1966), kterým je myšlen průtok, jemuž koryto přizpůsobuje svůj výsledný tvar a rozměry. Světové výzkumy prokázaly, že dominantní průtok pro většinu toků odpovídá přibližně hodnotě průtoku s 1 až 2,5letým opakováním (pro studovaný úsek viz tab. 1). Hlavní cíle výzkumu je možné shrnout do třech následujících okruhů:

- posouzení relativního rozdílu zrnitostního složení akumulovaného šterkového materiálu ve spojení s identifikací zdrojových oblastí sedimentů pro dolní část povodí,
- zhodnocení současného stavu a charakteru sledovaného úseku v závislosti na procesech ovlivňujících dosažení stavu tzv. dynamické rovnováhy (Schumm 1979),
- stanovení hlavních trendů budoucího vývoje studovaného úseku koryta řeky Morávky.

### Metodická východiska

Z důvodu identifikace relativního charakteru transportu v závislosti na zrnitostním složení povrchu lavic byla v úseku soutoku Morávky s Mohelnicí provedena makrogranulometrická analýza šterkových lavic za pomoci digitálního snímkování. Tato, v současnosti již hojně využívaná metoda usnadňuje tzv. plošné měření a vyhodnocení dat zrnitostního složení povrchové vrstvy akumulčních forem. Programovým prostředím pro vyhodnocení byl v rámci tohoto výzkumu Sedimetrics Digital Gravelometer 1.0 (dále jen Sedimetrics) vyvinutý na Loughborough University, Department of Geography ve Velké Británii. Tento software automaticky měří velikost a distribuci šterkové frakce se statistickým zhodnocením. Výhodou je absence subjektivního výběru měřených klastů operátorem. Naopak nevýhodou bývá omezení velikosti měřitelné částice v závislosti na rozlišení digitálního fotoaparátu. Při vyhodnocení bylo využito metody grid-by-number, která více zohledňuje větší zrna ve zkoumaném vzorku, čímž se více přibližuje principům ručního sběru metodou dle Wolman (1954). Lokalita všech snímkaných ploch byla volena vždy ve stejném relativním převýšení k aktuálnímu stavu hladiny. V rámci této studie byly při analýze materiálu tvořícího šterkové akumulční formy aplikovány procentily rozdělení četnosti a grafické distribuční parametry dle Folk – Ward (1957) upravené do logaritmické škály  $\psi$  (psi) (Parker – Andrews 1985, Bunte – Apt 2001), a to

(a) průměr zrnitosti (z angl. mean) charakterizující matematický střed souboru dat a daný vztahem:

$$M_a = (\psi_{84} + \psi_{50} + \psi_{16})/3,$$

kde  $\psi_n$  jsou percentily ze souboru sedimentů převedených do stupnice  $\psi$  (psi), běžně užívané pro měření velikosti klastů nad 2 mm a

(b) koeficient vytřídění (z angl. sorting) charakterizující rozpětí velikostního rozložení daného vztahem:

$$Si = [(\psi_{84} - \psi_{16})/4] + [\psi_{95} - \psi_5/6,6].$$

Makrogranulometrické analýzy korytových sedimentů se, v geomorfologicky orientované literatuře týkající se šterkonosných toků (např. Bunte – Apt 2001, Wohl – Wilcox 2005), provádějí v naprosté většině případů klasickou metodou Wolman (1954). U tohoto způsobu odběru dochází k měření náhodných klastů v povrchové vrstvě sedimentů. Přitom je zřejmé, že musí být stanoveny určité minimální rozměry hodnocených zrn a písčítá (a další jemnější frakce) se neuvažují – nejčastěji v návaznosti na  $\varphi$  (fi) škály jde o spodní limity délek prostřední osy (b) klastů 2, 4 nebo 8 mm. Přitom se dbá na náhodnost vybraných vzorků – nejčastěji 100 nebo 400 měřených klastů v jednom souboru – a měření probíhá v transektech korytem (např. měření klastu v každé 1/10 šířky koryta nebo metoda pata-palec) či v předdefinovaném gridu, jehož rozměry závisí na maximální velikosti pozorovaných klastů. Námi prezentované snímkování užívá právě metody grid-by-number, jež měří délky os  $b$  klastů nacházejících se v předdefinovaných uzlech gridu a proto prezentujeme tuto metodu jako nejbližší k ručnímu sběru. Tato metoda rozhodně není analogie tzv. bulk metody, kdy se ve vzorku uvažují všechny velikostní frakce. Rovněž je třeba říct, že jsme uvažovali pouze svrchní, krycí vrstvu sedimentů, která je u šterkových toků charakterizována hrubším materiálem než vrstva podpovrchová. Důležitým faktem u námi definované metodiky a navazujícího statistického zpracování je zkrácenost výsledků, např. koeficientu vytřídění. V tomto příspěvku však není pracováno s absolutními hodnotami, ale pouze s relativním porovnáním těchto vyhodnocených parametrů v návaznosti na identifikaci rozdílů analyzovaných akumulčních forem koryta, např. rozdílů v hodnotách koeficientu vytřídění atp.

V oblasti soutoku Morávky a Mohelnice byla v roce 2011 provedena prohrábka dna a odtěžení veškerých šterkových lavic u již dříve regulovaného koryta. V úseku nad soutokem byla odtěžena šterková lavice, jejíž relativní výška oproti vodnímu stavu hladiny při dlouhodobém průměrném průtoku ( $Q_n = 1,79 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) činila rozdíl 1 až 1,5 m a při povodňové situaci byla jen částečně pod hladinou a šterková lavice (v rámci makrogranulometrického rozboru označena jako mor1) s relativním rozdílem

samotné výšky k úrovni hladiny při vodním stavu dlouhodobého průměrného průtoku do cca 0,4 m (základní hydrologické údaje studovaného úseku přehledně uvedeny v tab. 1). V úseku pod soutokem byly odtěženy lavice (v rámci makrogranulometrického rozboru označeny jako mor2a a mor3) s relativním rozdílem k výšce hladiny při vodním stavu dlouhodobého průměrného průtoku ( $Q = 3,74 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) do cca 0,4 m. V září předchozího roku 2010 byly ve dvou transektech nad a pod soutokem odebrány vzorky sedimentů šterkové frakce povrchové vrstvy dna metodou bank-to-bank dle Bunte – Abt (2001) a zaměřeny parametry koryta (sklon, příčný profil). Na stejných transektech bylo v červnu 2011 měření opakováno. Na základě zjištěných parametrů vybraných úseků byl v programovém prostředí extenze Bedload Assesment for Gravel-bed Streams (dále jen BAGS) modelován tzv. transportní stav (z angl. transport stage). Transportní stav je možné charakterizovat jako poměr mezi aktuálním dnovým tečným napětím a kritickým tečným napětím, kdy začíná pohyb dnových splavenin. Z výše uvedeného vyplývá, že transport hrubých splavenin nastává v okamžiku, kdy transportní stav překročí kritickou hodnotu 1.

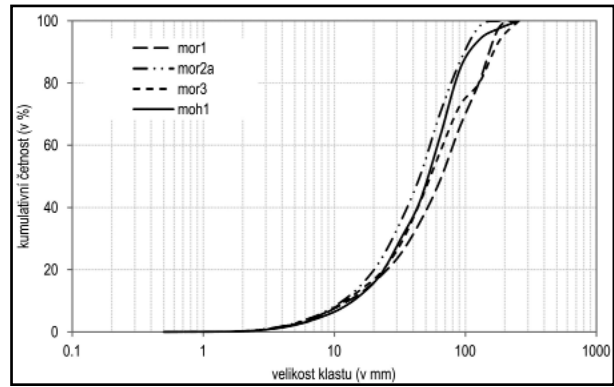
Extenze BAGS poskytuje několik vztahů pro výpočet transportního stavu. Pro modelování v rámci této studie bylo využito vztahu dle Parker (1990), který neuvažuje podpovrchovou vrstvu sedimentů a zohledňuje pouze šterkové částice o velikosti  $> 2 \text{ mm}$ . Extenze při modelování poskytuje zpřesnění modelovaných hodnot zadáním drsnostních Manningových koeficientů  $n$  pro aktivní koryto. V našem případě byly tyto parametry vypočteny dle vztahu Limerinos (1970), vyvinutého pro šterkonosné toky Pacifické oblasti v Severní Americe:

$$n = [0,0926 * R * 1/6] / [1,16 + 2 \log (R/D_{84})],$$

kde  $\psi_{84}$  je percentil 84 z celého souboru sedimentů (v m) a  $R$  je hydraulický rádius (m).

### Výsledky

Zrnitostní složení povrchové vrstvy šterkových lavic v oblasti soutoku vykazuje rozdílné hodnoty závislé na množství transportovaného šterkového materiálu. Percentily  $\psi_{50}$  a  $\psi_{75}$  (přehledně uvedeny v tab. 2) mají v úseku koryta řeky Morávky nad soutokem (mor1) výrazně vyšší hodnoty oproti úseku koryta řeky Mohelnice (moh1). Pod soutokem (mor3) a především na soutoku (mor2a) se dodávka jemnějších šterkových frakcí z povodí Mohelnice do koryta řeky Morávky projevuje u těchto percentilů nižšími hodnotami oproti úseku nad soutokem (mor1). Trend v podílech jemnějších šterkových frakcí lavice v korytě



Obr. 2: Křivky kumulativních četností zrnitostního složení povrchové vrstvy šterkových lavic v oblasti soutoku Morávky a Mohelnice (bližší lokalizace jednotlivých lokalit a šterkových lavic jsou uvedeny na obr. 1).

Fig. 2: Cumulative frequency plots of grain-size distribution of gravel bar surfaces in the confluence area of the Morávka and Mohelnice Rivers (location of sites, together with gravel bars is shown in Fig. 1).

Mohelnice a na soutoku v korytě Morávky zachycuje také vzájemné srovnání křivek kumulativních četností na obr. 2.

Tento fakt potvrzuje také koeficient vytřídění, kdy v úseku koryta Morávky nad soutokem má tento index hodnotu 1,36, pod soutokem 1,38, na soutoku 1,18 a nad soutokem v korytě Mohelnice 1,14 (na stupnici  $\psi$  „psi“, hodnoty zrnitostních charakteristik přehledně uvedeny v tab. 2).

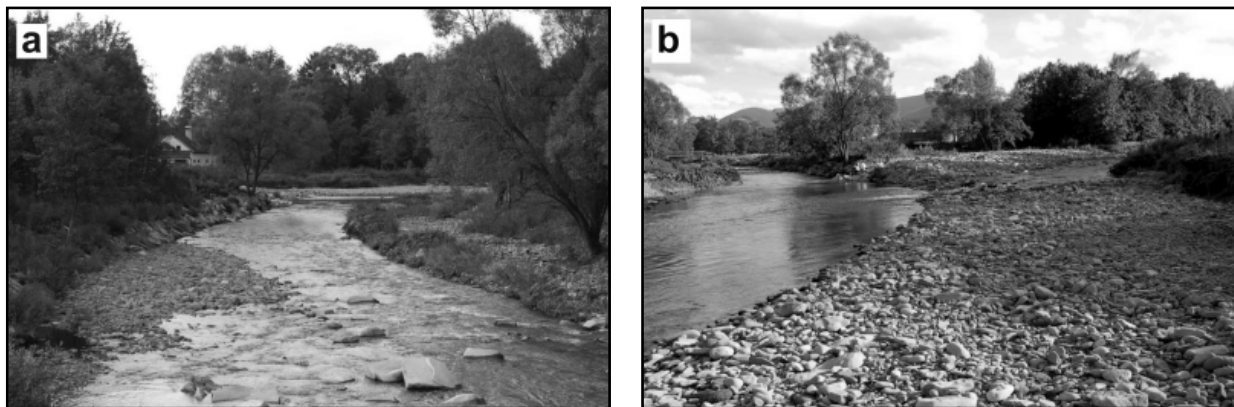
Výše zmíněné zrnitostní charakteristiky indikují vliv tzv. hladové vody (Kondolf 1997), způsobené bariérou tělesa hráze údolní nádrže Morávky. Podobnou situaci změn zrnitostních charakteristik šterkových frakcí v Moravskoslezských Beskydách popisují studie Škarpich et al. (2010) nebo Hradecký – Děd (2008). V úseku nad soutokem s Mohelnicí je viditelný projev erozních procesů (srovnej na obr. 3a) a odplavení jemnější frakce a významné zastoupení hrubé šterkové frakce. Na druhou stranu koryto Mohelnice indikuje výrazný chod splavenin se sníženým vlivem erozních procesů, kdy se projevuje lepší vytřídění a vyšší zastoupení jemnějších šterkových frakcí. Pod soutokem je však, i přes vysoký dotlačný charakter, vliv toku Mohelnice potlačen. Dochází zde k deficitu transportovatelného šterkového materiálu stejně jako v úseku nad soutokem a odplavování a následné absenci jemnějších šterkových frakcí. U sledované lokality mor3 je patrný nedostatek frakce přibližně 90–130 mm. Tato situace může být způsobena překrytím klastů větších velikostí vrstvou jemnějších frakcí šterkového materiálu během snižování

Lokalita	Percentil (v mm)								Průměr (ve stupnici $\psi$ – psi)	Vytřídění (ve stupnici $\psi$ – psi)
	5	16	25	50	75	84	95	100		
moh1	8,27	20,24	28,03	51,70	76,93	89,44	131,95	203,23	5,50	1,14
mor1	7,48	20,11	31,85	65,16	111,26	132,51	169,42	186,17	5,80	1,36
mor2a	7,24	16,79	24,06	44,93	71,84	84,11	111,77	152,23	5,32	1,18
mor3	7,38	19,21	29,64	54,84	93,09	134,45	162,45	193,54	5,70	1,38

Tab. 2: Percentily zrnitostního rozdělení a přehled zrnitostních koeficientů šterkové frakce dle Folk – Ward (1957) pro jednotlivé šterkové lavice (bližší lokalizace odběrných míst a šterkových lavic jsou uvedeny na obr. 1).

Tab. 2: Grain-size percentiles and grain-size parameters of gravels after Folk – Ward (1957) for individual gravel bars (location of sites, along with gravel bars is shown in Fig. 1).





Obr. 3: Koryto řeky Morávky před prohrábkou v roce 2010 v úseku: a – nad soutokem s řekou Mohelnicí; b – pod soutokem s řekou Mohelnicí; lokalizace fotografovaných oblastí je znázorněna na obr. 1.

Fig. 3: Morávka River channel before gravel mining in the year 2010 in the area: a – above the confluence with the Mohelnice River; b – below the confluence with the Mohelnice River; for location of photographs see Fig. 1.

vodního stavu po kulminaci povodňové události. Ve sledovaném úseku byla po povodních v roce 2010 pozorována výrazná podélná šterková lavice s charakterem výplavového kuželu. Tato lavice byla v některých místech protékána vodou ústící z koryta Mohelnice do koryta Morávky s patrnými znaky eroze a odplavování materiálu všech sledovaných zrnitostních frakcí. Situace byla zhodnocena na základě vizuálního posouzení korytových forem. Tento stav byl patrně způsoben vyšší erozní silou a také díky deficitu šterkového materiálu v podélném průběhu toku Morávky zapříčiněnému tělesem hráze (srovnej na obr. 3a a 3b, pro zahloubené koryto řeky Morávky a výrazně široké koryto řeky Mohelnice s výrazněji vyšší úrovní říčního dna vyrovnávající přechod mezi těmito úrovněmi šterkovými akumulacemi).

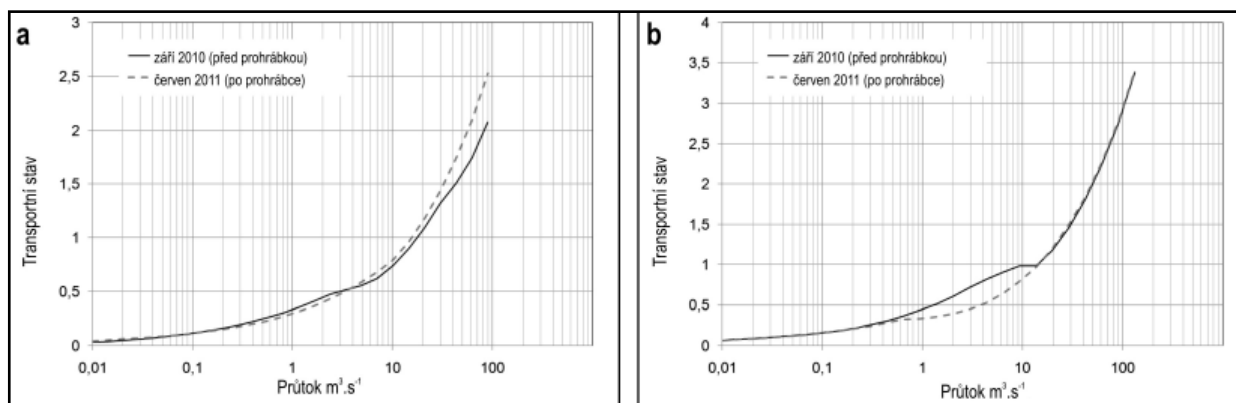
Modelování pomocí extenze BAGS poukazuje na rozdílné transportní charakteristiky koryta ve studovaném úseku. U transportního stavu před prohrábkou vykazuje modelování nižší hodnoty (pro příklad září 2010  $Q_{10} = 2,09$  nad soutokem s Mohelnicí a  $Q_{10} = 3,38$  pod soutokem s Mohelnicí) oproti stavu po prohrábce (pro příklad červen 2011  $Q_{10} = 2,54$  nad soutokem a  $Q_{10} = 3,41$  pod soutokem). Hodnoty transportního stavu jsou pro jednotlivé n-leté průtoky přehledně uvedeny v tab. 3 a graficky znázorněny na obr. 4a a b.

Transekt/období	Transportní stav pro n-letý průtok			
	1	2	5	10
A-A'/září 2010	1,12	1,46	1,81	2,09
A-A'/červen 2011	1,21	1,66	2,18	2,54
B-B'/září 2010	1,64	2,15	2,85	3,38
B-B'/červen 2011	1,66	2,18	2,88	3,41

Tab. 3: Transportní stavy modelované v extenzi BAGS při daných n-letých opakovaných průtocích; lokalizace transektů je uvedena na obr. 1.

Tab. 3: BAGS modelling of the transport stage for n-years discharge; location of transverse cross sections is shown in Fig. 1.

Koryto nad soutokem vykazuje minimální rozdíl v transportním stavu při nižších průtocích. Od průtoků vyšších než  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  však dochází u transportního stavu po prohrábce k mírnému nárůstu trendu, který indikuje vyšší dynamiku fluvialních procesů. U koryta pod soutokem je evidentní projev vyšší dynamiky procesů do průtoků cca  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a s dále narůstajícím průtokem tyto rozdíly v dynamice mezi stavem před a po prohrábce prakticky mizí. U průtoků  $Q_{10}$  tak vykazuje hodnota transportního stavu minimální rozdíl před a po prohrábce (cca o 0,03 vyšší hodnota po prohrábce). Důvodem je rozdíl v relativním dimenzování koryta na vyšší n-letý průtok oproti úseku nad soutokem, který se při odtěžení patrně



Obr. 4: Transportní stav pro studovaný úsek toku Morávky v oblasti soutoku s Mohelnicí; a – nad soutokem, transekt A–A' na obr. 1; b – pod soutokem, transekt B–B' na obr. 1.

Fig. 4: Transport stage for the study area of the Morávka River in the confluence with the Mohelnice River: a – above the confluence, transverse cross section A–A' in Fig. 1; b – above the confluence, transverse cross section B–B' in Fig. 1.

menšího množství materiálu štěrkových lavic v příčném profilu projevily předpokládaně také nižší hodnotou vlivu na transportní poměry v příčném profilu koryta. Také zde dochází k vlivu řeky Mohelnice, která přispívá významným objemem splavenin do řeky Morávky.

### Diskuze a závěry

Soutok Morávky s Mohelnicí je ukázkou člověkem výrazně transformovaného říčního systému. Zrnitostní charakteristiky potvrdily vyšší zastoupení jemnější štěrkové frakce v bočních lavicích koryta Mohelnice, na rozdíl od koryta Morávky, kde jsou jemnější štěrkové frakce odplavovány částečně v důsledku obecně vyššího průtoku v korytě řeky Morávky, ale také (sensu Galia et al. 2012, Hradecký – Děd 2008, Škarpich et al. 2010) v důsledku deficitu splavenin a vlivu tzv. hladové vody. Tento závěr potvrzují také výsledky studie Galia et al. (2012) zahrnující povodí Morávky a Mohelnice, kde modelování transportu sedimentů potvrdilo převažující erozní procesy bezprostředně pod přehradní nádrží Morávka.

Úsek koryta Morávky nad soutokem je, z důvodu deficitu splavenin způsobeného výstavbou údolní nádrže Morávka, výrazně náchylný k propagaci hloubkové eroze spojené se zahlučováním. Trend hodnot transportního stavu za vyššího průtoku než  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (viz obr. 4a) poukazuje po provedené prohrábce na zvyšující se dynamiku říčních procesů. U tohoto úseku s deficitem splavenin vyvolaným údolní nádrží Morávka, kdy minimální hodnota tzv. dominantního průtoku (Benson – Thomas 1966)  $Q_1$  dosahuje  $21,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , lze předpokládat urychlení erozních procesů navíc dále akcelerované následným deficitem splavenin v podobě odtěženého klastického materiálu.

V úseku pod soutokem vykazuje koryto evidentní odlišnost v transportním stavu před a po prohrábce za nižších vodních stavů (do průtoku cca  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ; viz obr. 4b), kdy dochází ke snížení transportního stavu a tím snížení erozní schopnosti toku. Hodnoty transportního stavu při tzv. dominantním průtoku (Benson – Thomas 1966) však nevykazují výrazné rozdíly. Teoreticky by zde bylo možné předpokládat zachování původních procesů. Problematická je však otázka dotací sedimentů. Daný úsek je ovlivněn výrazným přísunem sedimentů z horních částí povodí Mohelnice, ovšem je nutné neopomenout deficit klastického materiálu způsobený těžbou. Lze s jistotou tvrdit, že při zachování neustálého odstraňování sedimentů, které jsou do Morávky dotovány řekou Mohelnicí, dojde k postupu hloubkové eroze a degradaci koryta.

Závěrem lze konstatovat, že pravidelné prohrábky štěrku ve sledované lokalitě iniciují deficit ve splaveninovém režimu a tzv. efekt hladové vody (Kondolf 1997), což následně výrazně ovlivňuje dolní úseky povodí Morávky. Otázkou také zůstává problematika průtočných poměrů regulovaného koryta, kdy při modelování v programovém prostředí BAGS vykazuje prohrábka provedená v roce 2011 zkapacitnění koryta a snížení hladiny např. při průtoku  $Q_{10}$  v úseku nad soutokem o cca 30 cm a v úseku pod soutokem o cca 15 cm.

### Poděkování

*Výzkum probíhal v rámci podpory projektu Studentské grantové soutěže specifického vysokoškolského výzkumu Ostravské univerzity v Ostravě č. proj. SGS6/PRF/2011 – Hluboké svahové deformace, recentní sesuvy a vývoj údolních den.*

## Literatura

- Ashmore, P. – Gardner, J. T. (2008): Unconfined confluences in braided rivers. – In: Rice, S.P. – Roy, A.G., – Rhoads, B. L. (eds): *River Confluences, Tributaries and the Fluvial Network*, 119–147, John Wiley and Sons. Chichester.
- Benson, M. A. – Thomas, D. M. (1966): A definition of dominant discharge. – U. S. Geological Survey, 76–80. Washington.
- Best, J. L. (1988): Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. – *Sedimentology*, 35, 481–498.
- Birklen, P. (2005): Vyjádření k uložení přebytků štěrků – Morávka Vyšní Lhoty ř. km 10,700. – Agentura ochrany přírody a krajiny ČR. Ostrava.
- Biron, P. – Roy, A. G. – Best, J. L. – Boyer, J. C. (1993): Bed morphology and sedimentology at the confluence of unequal depth channels. – *Geomorphology*, 8, 115–129.
- Bunte, K. – Abt, S. R. (2001): Sampling surface and subsurface particle size distributions wadable gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics and streambed monitoring. – Rocky Mountain Research Station.
- Folk, R. L. – Ward, W. C. (1957): Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.
- Galia, T. – Škarpich, V. – Hradecký, J. (2012): Dnový transport sedimentů v souvislosti s transformací geomorfologického režimu štěrkonosných toků Moravskoslezských Beskyd. – *Geografie*, 117, 95–109.
- Hradecký, J. – Děd, M. (2008): Současné trendy v zrnitostním složení sedimentů štěrkových lavic toků Moravskoslezských Beskyd – příkladová studie Sihelský potok. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2007*, 15, 19–23.
- Hradecký, J. (2007): Štěrkonosný tok Morávka – vývojové trendy korytové morfologie a revitalizační opatření. – In: Hradecký, J. – Pánek, T. (eds.): *Geomorfologický sborník 6*, 65–67, Ostravská univerzita v Ostravě. Ostrava.
- Kondolf, G. M. (1997): Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. – *Environmental Management*, 21, 533–551.
- Limerinos, J. T. (1970): Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels. – U. S. Geological Survey Water-Supply Paper 1898-B.
- Menčík, E. et al. (1983): *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny*. – ÚÚV v nakl. ČSAV Praha.
- Menčík, E. – Tyráček, J. (1985): Přehledná geologická mapa Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny, 1 : 100 000. – Ústř. Úst. geol. Praha.
- Mosley, M. P. (1976): An experimental study of channel confluences. – *Journal of Geology*, 107, 1 713–1 733.
- Parker, G. – Andrews, E. D. (1985): Sorting of bed load sediment by flow in meander bends. – *Water Resources Research*, 21, 9, 1 361–1 373.
- Parker, G. (1990): Surface-based bedload transport relation for gravel rivers. – *Journal of Hydraulic Research*, 28, 417–436.
- Rhoads, B. L. – Riley, J. D. – Mayer, D. R. (2009): Response of bed morphology and bed material texture to hydrological conditions at asymmetrical stream confluence. – *Geomorphology*, 109, 161–173.
- Schumm, S. A. (1979): Geomorphic thresholds: the concept and its applications. – *Transaction of the Institute of the British Geographers (NS)*, 485–515.
- Škarpich, V. – Galia, T. – Hradecký, J. – Peč, J. (2010): Identifikace (dis)konektivit vodních toků za využití makrogranulometrické analýzy korytových sedimentů (Moravskoslezské Beskydy). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2010*, 17, 199–204.
- Tureček, B. (2001): Zpráva o povodí Morávky. – *Podnikový zpravodaj KAPKA, Povodí Odry a. s.*, 9–11. Ostrava.
- Wohl, E. – Wilcox, A. (2005): Channel geometry of mountain rivers in New Zealand. – *Journal of Hydrology*, 300, 252–266.
- Wolman, M. G. (1954): A method of sampling coarse river-bed material. – *Transactions American Geophysical Union* 35, 6, 951–956.
- Xiekang, W. – Xianye, W. – Weizhen, L. – Tonghuan, L. (2007): Experimental study on flow behavior at open channel confluences. – *Frontiers of Architecture and Civil Engineering in China*, 1, 211–216.

## MECHOVKY Z LOKALITY ŽIDLOCHOVICE

Bryozoa from the locality Židlochovice

Tereza Tomašíková, Kamil Zágoršek

Paleontologické oddělení, Národní muzeum, Václavské náměstí 68, 115 79 Praha 1; e-mail: kamil\_zagorsek@nm.cz

(24–34 Ivančice)

**Key words:** Bryozoa, Židlochovice, Carpathian Foredeep, Tertiary, Miocene, Lower Badenian, Moravian, faciostratotype

### Abstract

Two shallow boreholes on the locality Židlochovice yielded altogether 116 taxa of Bryozoa in 21 samples. Methods of their study and the determination with description of three problematic, probably new species are summarized. The study indicates that the bryozoans association from the locality Židlochovice is the most diverse among the Carpathian Foredeep.

### Úvod

Paleontologickými nálezy z lokality Židlochovice, která je od roku 1978 faciostratotypovou lokalitou podstatně moravu (miocén, spodní baden – Cicha 1978), se zabývala již od poloviny 19. století řada autorů. Fauně mechovek se na lokalitě věnovali autoři jen okrajově, podrobnější informace podává až Sváček (1995), který popisuje faunu mechovek jen z povrchových sběrů a Zágoršek (2010a, b) popisující faunu mechovek také z povrchových vzorků. Poslední zdokumentování fauny mechovek z profilů 2 vrtů odebraných na lokalitě bylo realizováno v rámci autorčiny diplomové práce na PřF MU Brno (Tomašíková 2011). Předložený článek ukazuje výsledky tohoto studia.

Za faciostratotypovou lokalitu moravu byl zvolen hliník cihelny v jz. svahu vrchu Výhon na s. okraji obce Židlochovice (GPS centrální části bývalé cihelny 49° 02.499' N, 016° 37.303' E). Hliník je přístupný po místní komunikaci, která nejprve odbočuje z horní části náměstí v Židlochovicích doleva a pak stoupá doprava do kopce – od náměstí asi 400 m (Zimák et al. 1997). V posledních letech byla lokalita působením mnoha sesuvů půdy a provozováním motokrosu z velké části zničena.

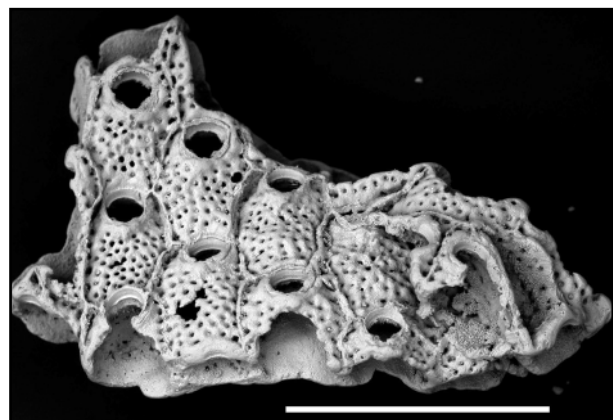
### Metodika

Za účelem získání nekontaminovaných vzorků byly vyvrtány dva mělké vrty. Byly provedeny firmou GEOVANK, první do hloubky 12 m (GPS pozice: ŽIDL1 49° 02.498' N, 016° 37.318' E, 230 m) a druhý do hloubky 17 m (GPS poloha: ŽIDL2 49° 02.496' N, 016° 37.380' E, 246 m). Pro studium mechovek bylo z vrtu ŽIDL 1 odebráno 13 vzorků, z vrtu ŽIDL 2 pak 8 vzorků. Každý vzorek byl povařen ve vodě se sodou tak, aby byl zbaven přebytečného jílovitého materiálu. Na 400 g sedimentu bylo použito 125 g sody. Poté následovaly výplavy přes 3 síta (2 mm, 1 mm a 0,063 mm) a sušení vzorků. Každý vzorek

byl dále studován pod binokulárním mikroskopem značky Arsenal SZP 1102 ZOOM. Kolonie mechovek byly čištěny v ultrazvuku a následně fotografovány a dokumentovány pomocí skenovacího elektronového mikroskopu Hitachi VP-SEM S-3700N v Národním muzeu Praha.

### Výsledky

Celkem bylo determinováno 116 taxonů mechovek z 21 vzorků. Všechny nalezené druhy jsou uvedeny v tabulce 1. Obsáhlejší popis a charakteristika je v systematické části uvedena jen u mechovek nejistého systematického zařazení a potenciálně nových druhů nalezených na lokalitě Židlochovice.



Obr. 1: *Ferganula* sp. 1 – Apertury s úzkým sinusem a párem velmi malých avikulárií umístěných uprostřed frontální stěny a přiléhající těsně k laterální stěně.

Fig. 1: *Ferganula* sp. 1 – Apertures with low and narrow sinus and pairs of very small avicularia situated in the middle of the frontal wall, close to the lateral walls.

Kmen Bryozoa EHRENBERG, 1831  
 Třída Gymnolaemata ALLMAN, 1896  
 Čeleď Schizoporellidae JULLIEN, 1883  
 Rod *Ferganula* PHEOPHANOVA, 1965

*Ferganula* sp. 1

obr. 1 (měřítko 1 mm)

2010b *Ferganula* sp. 1 – Zágoršek str. 153, tab. 109, obr. 1

Materiál: 1 exemplář.

Popis: Kolonie je povlékává, autozoocia jsou podlouhlá, uspořádaná do pravidelných řad. Viditelné jsou úzké laterální stěny oddělující od sebe jednotlivé řady autozoocí, jsou lehce zvýšené nad frontální stěnu. Frontální stěna je perforována póry stejné velikosti. Apertury o velikosti zhruba jedné třetiny velikosti autozoocia mají úzký sinus, kondyly nejsou zachovány. Pár velmi malých avikulárií je umístěn uprostřed frontální stěny přiléhající těsně k laterální stěně, na vzorku hůře pozorovatelný.

Poznámky k taxonomii: Popisovaný exemplář je identický s materiálem z lokality v Přemyslovicích (Zágoršek 2010b). Nedostatek exemplářů však neumožňuje popis nového taxonu.

*Ferganula* sp. 2

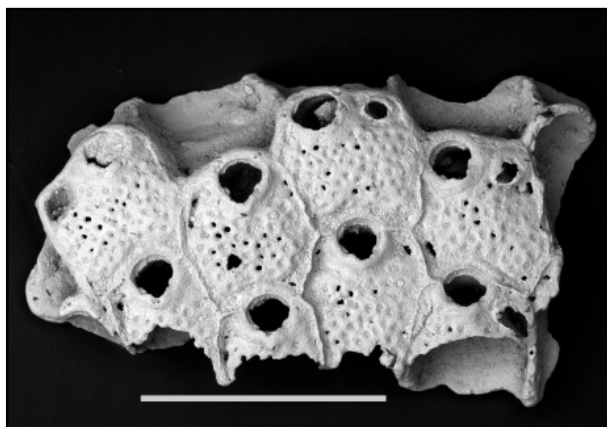
obr. 2 (měřítko 1 mm)

2010b *Ferganula* sp. 2 – Zágoršek str. 153, tab. 109, obr. 2–4

Materiál: 3 exempláře.

Popis: Kolonie jsou povlékávé, autozoocia oválná, uspořádaná v nepravidelných řadách. Viditelné jsou laterální stěny lehce vyvýšené nad frontální stěnu. Frontální stěna je perforována velmi malými póry stejné velikosti. Apertury mají mělký široký sinus a dobře viditelné kondyly. Velká avikulária tvoří zhruba jednu třetinu velikosti apertury jsou umístěna těsně k laterální stěně, často blízko apertury s rostrem protáhlým laterálně.

Poznámky k taxonomii: Pravděpodobně se jedná o nový druh. Dosud je znám ze Židlochovic jen jeden exemplář popsán Zágorškem (2010b). K případné determinaci nového druhu je však třeba více exemplářů se zachovanými ovicely.



Obr. 2: *Ferganula* sp. 2 – Apertury s mělkým a širokým sinusem s dobře viditelnými kondyly. Avikulária velká, umístěna blízko apertury s laterálně protáhlým rostrem.

Fig. 2: *Ferganula* sp. 2 – Apertures with low and wide sinus with well recognizable condyles. Avicularia large situated close to the aperture with laterally elongated rostrum.

Čeleď Lacernidae JULLIEN, 1888

Rod *Cribellopora* GAUTIER, 1957

*Cribellopora* sp.

obr. 3 (měřítko 1 mm)

?2010b *Cribellopora* sp. – Zágoršek str. 159, tab. 122, obr. 4

Materiál: 4 exempláře.

Popis: Kolonie jsou povlékávé, autozoocia jsou oválná a uspořádaná většinou chaoticky. Frontální stěna je perforována pro tento druh charakteristickými póry tvarem připomínajícími kytičky. Orifice je kruhovitá až oválná vystupující lehce nad povrch, s širokým sinem bez orálních trnů, ale s patrnými bazemi kolem apertury po 5 až 6 orálních trnech. Ovicely se nedochovaly.

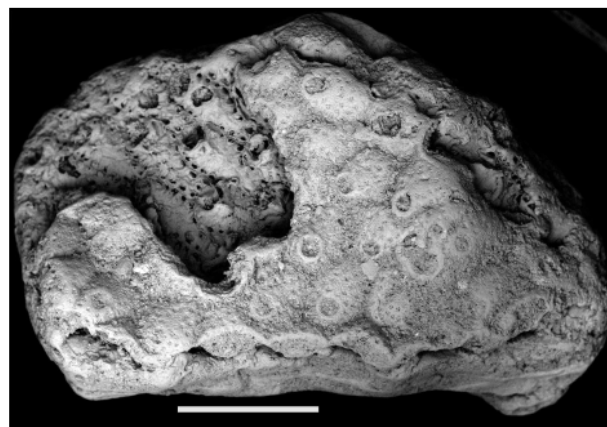
Poznámky k taxonomii: Všechny vzorky se celkovou stavbou nápadně podobají exemplářům uváděným Zágorškem (2010b). Vzhledem ke špatnému zachování je nebylo možné přesněji identifikovat. Kolonie tohoto typu jsou v moravu u Židlochovic doloženy poprvé. Zágoršek (l. c.) je uvádí ještě ze spodního badenu předhlubně od Vranovic, Prateckého vrchu a z vídeňské pánve.

### Shrnutí

Na lokalitě Židlochovice bylo identifikováno celkem 116 taxonů mechovek, z toho 23 druhů je z této lokality uváděno poprvé (tab. 1). Kvantitativně zde převažují mechovky cheilostomátní (81 druhů) nad cyklostomátními (35 druhů). Kromě fauny mechovek, reprezentující na lokalitě Židlochovice jednu z nejpočetnějších skupin organismů, byli ve výplavech přítomni i zástupci jiných skupin. Jednalo se především o velký počet úlomků měkkýšů, četné foraminifery, ostny i destičky ježovek, méně otolity, ostrakody, jehlice hub, rourky červů a fragmenty řasových vápenců. Z pohledu mechovek patří studovaný profil mezi nejbohatší lokality miocénu na Moravě.

### Poděkování

Děkujeme recenzentům doc. Hladilové a prof. Brzobohatému za připomínky, které zkvalitnily předložený článek. Práce je součástí grantového projektu GAČR 205/09/0103.



Obr. 3: *Cribellopora* sp. – Frontální stěna je charakteristicky perforována, s patrnými bazemi po 5 až 6 orálních trnech.

Fig. 3: *Cribellopora* sp. – Frontal wall with characteristic perforation and 5 to 6 bases of oral spines.

Bryozoa – taxonomy	Židlochovice			
	Vrt ŽIDL 1	Vrt ŽIDL 2		
<i>Adeonella polystomella</i>	X	X		
<i>Amphiblestrum appendiculatum</i>	X			
<i>Biflustra savartii</i>	X			
<i>Buffonellaria holubicensis</i>	X	X		
<i>Buffonellaria kuklinskii</i>	X	X		
<i>Buffonellaria</i> sp.	X			
<i>Calloporina decorata</i>	X	X		
<i>Calpensia</i> cf. <i>calpensis</i>	X			
<i>Cellaria</i> cf. <i>fistulosa</i>	X	X		
<i>Cellaria</i> cf. <i>salicornioidea</i>	X	X		
<i>Celleporaria</i> cf. <i>cornigera</i>	X	X		
<i>Celleporaria palmata</i>	X	X		
<i>Celleporaria</i> sp.	X	X		
<i>Copidozoum natale</i>	X	X		
<i>Coronopora</i> cf. <i>disticha</i>		X		
<i>Cribellopora latigastra</i>		X		
<b>Cribellopora</b> sp.	X			
<i>Crisia</i> cf. <i>eburnea</i>	X	X		
<i>Crisia elongata</i>	X	X		
<i>Crisia hoernesi</i>	X	X		
<i>Crisidmonea foraminosa</i>	X	X		
<i>Cupuladria baluki</i>	X			
<i>Diplosolen obelium</i>	X	X		
<i>Disporella</i> cf. <i>radiata</i>	X			
<i>Disporella goldfussi</i>	X			
<i>Disporella</i> sp.	X	X		
<i>Emballotheca seriata</i>	X	X		
<i>Eokotosokum</i> cf. <i>bobiesi</i>	X	X		
<i>Escharella ovoidea</i>		X		
<i>Escharella reussiana</i>		X		
<i>Escharella</i> sp.	X			
<i>Escharella tenera</i>		X		
<i>Escharina otophora</i>	X	X		
<i>Escharoides megalota</i>	X	X		
<i>Exidmonea atlantica</i>	X	X		
<i>Exidmonea kuhni</i>		X		
<i>Exidmonea</i> sp.	X			
<i>Exochoecia compressa</i>	X	X		
<b>Ferganula</b> sp. 1		X		
<b>Ferganula</b> sp. 2	X	X		
<i>Flustrellaria fenestrata</i>		X		
<i>Fron dipora</i> cf. <i>verrucosa</i>	X	X		
<i>Hagiosynodos campanulata</i>	X			
<i>Hagiosynodos latus</i>		X		
<i>Herentia hyndmanii</i>	X	X		
<i>Heteropora</i> sp.	X			
<i>Hippopleurifera sedgwicki</i>	X	X		
<i>Hippopleurifera semicristata</i>	X	X		
<i>Hornera</i> cf. <i>frondiculata</i>	X	X		
<i>Hornera</i> sp.	X	X		
<i>Hornera striata</i>		X		
<i>Hornera subannulata</i>	X	X		
<i>Hornera verrucosa</i>	X	X		
<i>Idmidronea coronopus</i>	X	X		
<i>Iodictyum rubeschii</i>	X	X		
<i>Margaretta cereoides</i>	X	X		
<i>Mecynoecia pulchella</i>	X			
<i>Mecynoecia proboscidea</i>		X	X	
<i>Mesenteripora flabellum</i>		X	X	
<i>Mesenteripora meandriana</i>		X		
<i>Metrarabdotos maleckii</i>		X	X	
<i>Metrarabdotos</i> cf. <i>nehybai</i>		X	X	
<i>Micropora papyracea</i>		X	X	
<i>Micropora parvicella</i>		X	X	
<i>Microporella berningi</i>			X	
<i>Microporella crenilabris</i>		X		
<i>Mollia</i> cf. <i>patellaria</i>		X	X	
<i>Myriapora truncata</i>		X	X	
<i>neurčitelné calloporidní</i>		X		
<i>Oncousoecia biloba</i>		X	X	
<i>Onychocella angulosa</i>		X	X	
<i>Parasmittina</i> cf. <i>reticulata</i>			X	
<i>Phoceana tubulifera</i>		X	X	
<i>Plagioecia rotula</i>		X	X	
<i>Platonea pluma</i>		X	X	
<i>Pleuronea pertusa</i>		X	X	
<i>Polyascoecia cancellata</i>		X	X	
<i>Porella circumornata</i> ?		X	X	
<i>Porella nuda</i>		X		
<i>Porella regularis</i>		X	X	
<i>Porella</i> sp.			X	
<i>Poricella areolata</i>		X	X	
<i>Pseudofron dipora davidi</i>		X	X	
<i>Puellina venusta</i>		X	X	
<i>Reteporella</i> cf. <i>beaniana</i>			X	
<i>Reteporella kralicensis</i>		X	X	
<i>Reteporella ruzenkae</i>		X	X	
<i>Reteporella</i> sp.		X	X	
<i>Reteporella vladkae</i>		X		
<i>Reussia regularis</i>		X	X	
<i>Reusirella haidingeri</i>		X		
<i>Rhynchozoon monoceros</i>		X		
<i>Saevitella inermis</i>		X	X	
<i>Scrupocellaria elliptica</i>		X		
<i>Schedocleidochasma incisa</i>		X	X	
<i>Schizolepralia polyomma</i>		X	X	
<i>Schizomavella protuberans</i>		X	X	
<i>Schizomavella</i> sp.		X		
<i>Schizomavella tenella</i>		X	X	
<i>Schizoporella</i> ? <i>geminipora</i>		X	X	
<i>Schizostomella grinzingsensis</i>		X	X	
<i>Schizotheca</i> cf. <i>fissa</i>		X	X	
<i>Smittina cervicornis</i>		X	X	
<i>Steginoporella cucullata</i>		X	X	
<i>Steginoporella tuberculata</i>			X	
<i>Stephanolona pauper</i>		X	X	
<i>Steraechmella buski</i>		X	X	
<i>Tervia irregularis</i>		X	X	
<i>Thalamoporella neogenica</i>		X		
<i>Tholopora neufferi</i>		X	X	
<i>Trypostega rugulosa</i>			X	
<i>Tubulipora dimidiata</i>		X	X	
<i>Tubulipora</i> sp.		X		
<i>Turbicellepora coronopus</i>		X	X	
<i>Umbonulla macrocheila</i>		X	X	
<i>Ybseleocia typica</i>		X	X	
<b>Počet druhů</b>		100	92	

Tab. 1: Seznam určených druhů s tučně vyznačenými novými taxony.  
 Tab. 1: List of all determined species with pointed (bold) the new taxa.

**Literatura**

- Cicha, I. (1978): Židlochovice. – In: Papp, A. – Cicha, I. – Seneš, J. – Steininger, F. (eds): Chronostratigraphie und Neostatotypen, *Miozän* M4 Badenien, 168–170. Verlag der Slovakischen Akademie der Wissenschaften. Bratislava.
- Sváček, P. (1995): Bryozoa spodního badenu jihomoravské části karpatské předhlubně. – MS, diplomová práce PřF MU Brno.
- Tomašítková, T. (2011): Mechovky z lokality Židlochovice. – MS, diplomová práce PřF MU Brno.
- Zágoršek, K. (2010a): Bryozoa from the Langhian (Miocene) of the Czech Republic, Part I: Geology of the studied sections, systematic description of the orders Cyclostomata, Ctenostomata and „Anascan“ Cheilostomata (suborders Malacostega Levinsen, 1902 and Flustrina Smitt, 1868). – Sborník Národního muzea v Praze, řada B – přírodní vědy 66, 2010, 1–2, 1–138.
- Zágoršek, K. (2010b): Bryozoa from the Langhian (Miocene) of the Czech Republic, Part II: Systematic description of the suborder Ascophora Levinsen, 1909 and paleoecological reconstruction of the studied paleoenvironment. – Sborník Národního muzea v Praze, řada B – přírodní vědy 66, 2010, 3–4, 139–258.
- Zimák, J. – Bábek, O. – Demek, J. – Doláková, N. – Hanzl, P. – Hladilová, Š. – Janoška, M. – Losos, Z. – Melichar, R. – Musil, R. – Pek, I. – Přichystal, A. – Štelcl, J. – Vávra, V. – Zapletal, J. (1997): Průvodce ke geologickým exkurzím. Morava střední a jižní část. – Učební text. Univerzita Palackého Olomouc.

# OSTEOLOGICKÝ VÝZKUM MATERIÁLU Z POHANSKA – JIŽNÍHO PŘEDHRADÍ (1991–1994): SROVNÁNÍ S RANĚ STŘEDOVĚKÝMI LOKALITAMI

Osteological research on material from Pohansko – Southern Bailey (1991–1994): Comparison with the early medieval sites

Hana Uhlířová<sup>1</sup>, Gabriela Dreslerová<sup>2</sup>, Miriam Nývltová Fišáková<sup>3</sup>, Martin Ivanov<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, 611 37, Brno; e-mail: hanka.uhl@gmail.com

<sup>2</sup> Ústav archeologie a muzeologie, Filozofická fakulta Masarykovy univerzity, Arna Nováka 1, 602 00, Brno

<sup>3</sup> Archeologický ústav, v. v. i., Akademie věd ČR, Královopolská 147, 612 00, Brno

<sup>4</sup> Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, 611 37, Brno

(34–23 Břeclav)

**Key words:** Pohansko – Southern Bailey, early medieval sites, animal bones

## Abstract

Pohansko archaeological site is situated 2 km south of Břeclav. Analysed animal bones were obtained from the Southern Bailey between 1991–1994. The domestic fauna predominate and the game animals are present only sporadically. If it wasn't possible to determinate the species of animal, the size class was chosen. All parts of animal skeletons occurred in excavated area. Long bones and their fragments and loose teeth from the lower jaw predominated, fragments of the lower jaw and fingers occurred less frequently. The height at withers of ox (105,9 cm) and pig (71,6 cm) indicates the presence of adult specimens. Study of metacarpal and metatarsal bones of the ox shows on predominance of female specimens.

## Úvod

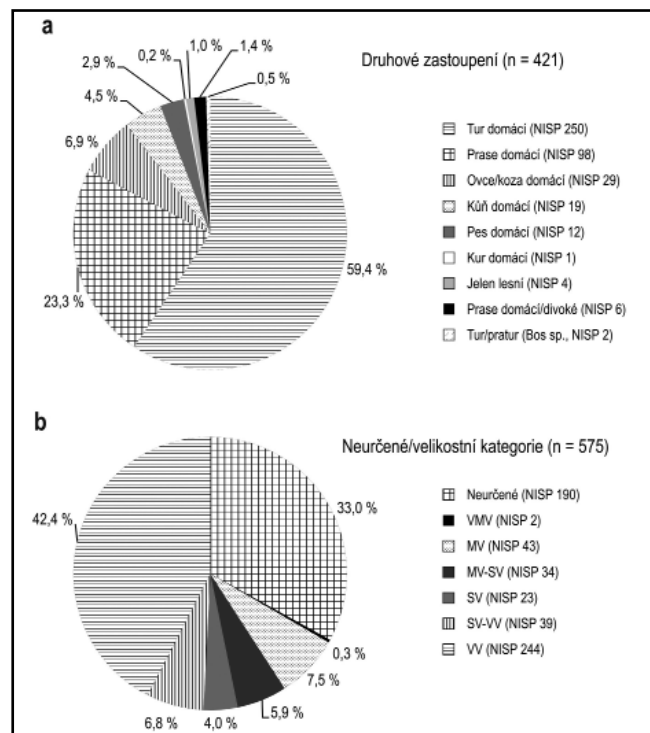
Velkomoravské hradisko Pohansko leží cca 2 km j. od Břeclavi v prostředí lužních lesů mezi starými říčními rameny Dyje, asi 12 km s. nad soutokem Moravy a Dyje. Lokalitu lze rozdělit na centrální část a dvě předhradí. Od roku 1958 až do dnešní doby zde probíhá systematický výzkum pod vedením Ústavu archeologie a muzeologie FF MU (Vignatiová 1992, Dresler – Macháček 2009).

Poloha označovaná jako Jižní předhradí (ve starší literatuře Jihozápadní předhradí) leží směrem na J až JZ od samotného hradiska. Tvarem připomíná nepravidelný ovál o rozměrech cca 700 × 350 m, orientovaný ve směru ZSZ–VJV (Přichystalová 2011). Severozápadní a z. okraj předhradí je překryt vátými písky, do kterých byly zahlobeny hroby. Centrální a v. část je tvořena šterkopskými sedimenty (Dresler et al. 2008). Jižní předhradí bylo systematicky zkoumáno v letech 1960–1962 a 1991–1994, v letech 1975–1979 zde probíhal záchranný výzkum (Dresler – Macháček 2009).

## Materiál a metodika

Studovaný osteologický materiál, s výjimkou kostěné a parohové industrie publikované Švecovou (2000), pochází z výzkumné sezóny 1991–1994 ze sz. části Jižního předhradí.

K determinaci zvířecích kostí byly využity příslušné osteologické atlasy a příručky (Schmidová 1972, Červený et al. 1999, aj.). Blíže neurčitelný materiál byl zařazen do velikostních kategorií (malá velikost – ovce/koza domácí, střední velikost – prase domácí, velká velikost – tur domácí). Metodika měření kostí vychází z publikace von den Drieschové (1976). Kohoutkové



Obr. 1: a – Druhové zastoupení na Pohansku – Jižním předhradí; b – neurčené kosti a velikostní kategorie: NISP – počet kostí a jejich fragmentů, VMV – velmi malá velikost, MV – malá velikost, MV-SV – malá velikost až střední velikost, SV – střední velikost, SV-VV – střední velikost až velká velikost, VV – velká velikost.

Fig. 1: a – Species representation from Pohansko – Southern Bailey; b – Unspecified bones and size classes: NISP – number of individual specimens, VMV – very small size, MV – small size, MV-SV – small size to medium size, SV – medium size, SV-VV – medium size to large size, VV – large size.



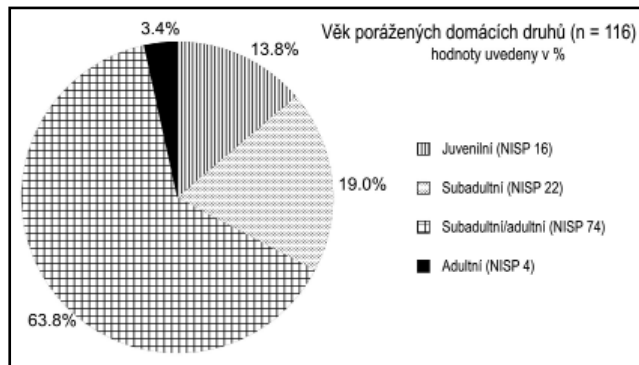
výšky byly vypočítány na základě délkových parametrů příslušných kostí (Driesch – Boessneck 1974). Získaná data byla uložena do databáze Microsoft Office Access za použití numerického kódu programu KNOCOD (Uerpmann 1978).

Kritériem pro určení ontogenetického stáří domácích druhů byla erupce zubů a stupeň srůstu epifýz dlouhých kostí a prstních článků (Schmidová 1972, Komárek 1993, Červený et al. 1999). Oproti standardní metodice byla navíc stanovena přechodná skupina subadultních/adultních jedinců. Ukazuje se, že přesné stanovení věkové kategorie na základě srůstu epifýz je, především z důvodu fragmentarizace kostí, problematické. Příkladem je distální epifýza tibiae tur domácího, která přirůstá v rozmezí 2–2½ let, tedy v době, kdy je jedinec označován jako subadultní. Proximální epifýza téže kosti však přirůstá v 3½–4 letech, kdy je jedinec adultní. Pokud je zachována pouze distální část tibiae, nelze s jistotou říci, že je jedinec subadultní. Obdobná situace nastává u kompletních metapodií tur domácího, kde proximální epifýza přirůstá před narozením jedince, distální v 2–2½ letech.

**Vyhodnocení osteologického materiálu**

Zjištěny byly následující druhy (obr. 1a): tur domácí (*Bos primigenius f. taurus*), prase domácí (*Sus scrofa f. domestica*), ovce domácí/koza domácí (*Ovis ammon f. aries/Capra aegagrus f. hircus*), kůň domácí (*Equus caballus f. caballus*), pes domácí (*Canis lupus f. familiaris*), prase domácí/prase divoké (*Sus scrofa f. domestica/Sus scrofa*), jelen lesní (*Cervus elaphus*), *Bos* sp., kur domácí (*Gallus gallus f. domestica*). Z velikostní kategorie dominovaly kosti velkých jedinců (obr. 1b).

Nalezeny byly i lidské kosti. Krční obratel z obj. 454 pochází z hrobu 207 (popřípadě 208), který se propadl do jeho zásypu. Lidské zuby a klíční kost z obj. 469 náleží hrobu 209, který byl jeho součástí (Dostál – Vignatiová 1993, Vignatiová – Klanicová 2001). Z hrobu 210 byla společně se zvířecím materiálem odebrána i hlezenní a patní kost člověka.

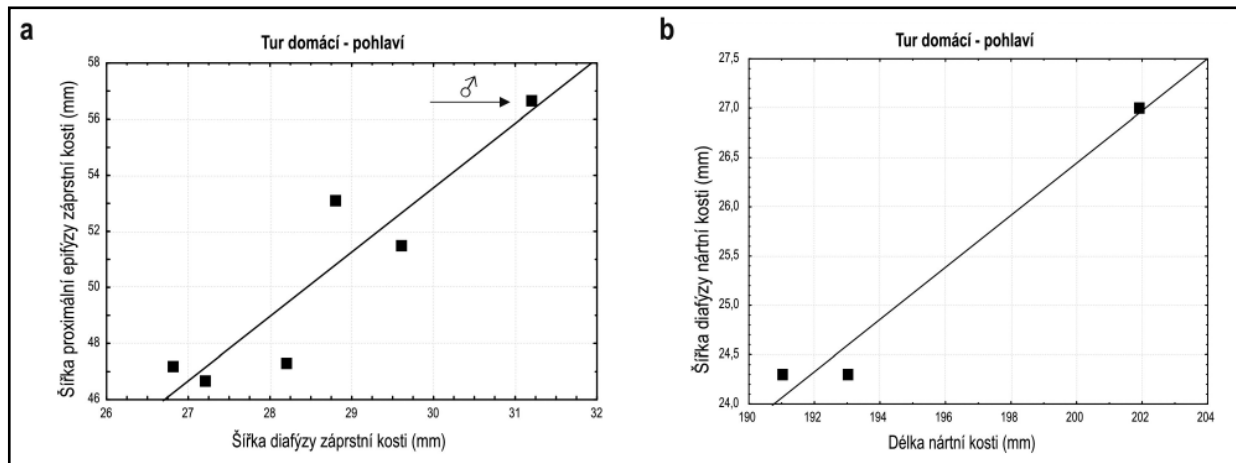


Obr. 2: Věk porážených domácích druhů.  
Fig. 2: Age of domestic species slaughtered.

Dochovány byly všechny části zvířecích skeletů. Podle počtu kostí a jejich fragmentů (NISP = Number of Individual Specimens) dominují dlouhé kosti a jejich fragmenty, volné zuby ze spodních čelistí, fragmenty spodních čelistí a prstní články.

Erupce zubů a srůst epifýz dlouhých kostí a prstních článků ukazují, že ve studovaném souboru je významný podíl juvenilních a subadultních jedinců (obr. 2). Obecně platí, že zvířata jsou porážena v nízkém věku, proto můžeme předpokládat, že některé kosti, zařazené do přechodné skupiny subadultních/adultních jedinců, s velkou pravděpodobností patří subadultním jedincům.

Na základě zápřstních a nártních kostí tur domácího byla vypočítána kohoutková výška v rozmezí 103,8–110,4 cm s průměrem 105,9 cm. U prasete domácího bylo k výpočtu využito maximální délky hlezenních kostí. Nejnižší zaznamenaná hodnota je 67,8 cm, nejvyšší 74,6 cm. Průměr byl stanoven na 71,6 cm. Z obj. 477 byla získána patní kost tur domácího o délce 150,8 mm s neuzavřenou epifýzou. Podle Kratochvíla (1969) dosahovaly kosti patní u skotu v tomto období v průměru 118,3 mm. Pravděpodobně se jedná o značně velkého jedince (kastráta) nebo o pratura (určen byl jako *Bos* sp.). Metricke hodnoty zápřstních kostí tur domácího umožnily určit 5 samic a 1 samce (obr. 3a), u tří nártních kostí lze uvažovat o kastrátech (obr. 3b).



Obr. 3: a – Pohlaví tur domácího na základě zápřstních kostí; b – pohlaví tur domácího na základě nártních kostí (šipka indikuje samce).  
Fig. 3: a – Sex of the ox on the basis of metacarpal bones; b – Sex of the ox on the basis of metatarsal bones (arrow indicates a male).

Na kostech byly pozorovány četné ohryzy od psů, stopy řezání, sekání a získávání morku. Stopy pálení se vyskytují sporadicky. Patologické změny nebyly zjištěny.

### Diskuze

Mezi nejdůležitější hospodářská zvířata raného středověku patří tur domácí, prase domácí a ovce/koza domácí. Osteologický výzkum z Pohanska – Jižního předhradí (1991–1994) tuto skutečnost potvrzuje. Nejvyšší relativní podíl kostí tura (61 %) byl zaznamenán na slovanském hradisku Sand v Raabs an der Thaya v Dolním Rakousku (Miklíková 2010). Z malých přežvýkavců převažuje ovce domácí. Kostí kozy domácí se na sídlišťích vyskytují méně, což může souviset s odlišným využitím tohoto náročného zvířete (na produkci mléka, v menší míře masa). Početnější výskyt malých přežvýkavců (28 %) však byl zjištěn v Mikulčicích na severním předhradí (Chrzanowska – Krupska 2003).

Raně středověké osteologické soubory z Čech a Moravy vykazují zvýšený podíl počtu kostí prasete domácího. Zřejmě jde o fenomén centrálních opevněných sídlišť, kde je zvýšená míra chovu a/nebo spotřeby vepřového masa ověřeným poznatkem (Beranová 1980, 2005, Kyselý 2000, aj.). Domácí prasata se dokážou vyrovnat s omezeným životním prostorem, pokud uvažujeme o jejich chovu v areálu hradisek (Miklíková 2010).

Podíl volně žijící fauny na Pohansku – Jižním předhradí činí 1–1,5 %, což dokládá, že se jednalo pouze o doplňkový zdroj obživy. K podobným výsledkům došla i Miklíková (2010) na slovenské lokalitě Bajč, kde podíl této fauny nepřesahuje 10 % z celkového počtu.

Kůň tvoří na Jižním předhradí v průměru 4,5 % domestikovaných druhů. Na kostech nebyly zaznamenány stopy po porcování, které by dokládaly konzumaci koňského masa. Opačná situace byla zjištěna na lokalitě Bajč, kde kosti koně zaujímají z celku vyšší podíl (12 %) a jsou téměř stejně hojné jako kosti prasete (Miklíková 2003, 2010). Nárůst v zastoupení koně může také odrážet celkový vzestup jeho chovu a významu. Dokladem jsou nálezy dvou koňských hrobů z Bajče (Miklíková 2010) a z Žárového pohřebiště na Pohansku (Kalousek et al. 1977/1978). Kůň byl spíše symbolem společenského postavení a vlastnili jej příslušníci vyšší vrstvy. Eventuelně mohl sloužit jako tažné zvíře.

Z drobných lichokopytníků je na raně středověkých lokalitách doložen osel nebo jeho kříženci. Na lokalitě Pohansko – Jižní předhradí nebyl jejich výskyt zaznamenán. Jediný doklad křížence hřebce a oslice (mezek) pochází z polohy Lesní hrúd (Dreslerová 2009). Nálezy se koncentrují především v oblasti j. Moravy a stř. Čech, což odpovídá rozmístění významných center osídlení v tomto období (Mikulčice, Budeč, Kouřim, Libice, Olomouc-Povel, aj.; Kratochvíl – Šterba 1970, Peške 1985, Bláha 2000). Malé množství nálezů ovšem nesvědčí pro samotný chov oslů, mul a mezků (Dreslerová 2009).

Absence stop řezání a sekání na kostech psa domácího z Pohanska – Jižního předhradí dokládá, že pes plnil funkci spojenou s ochranou stád. Stejně závěry uvádí Miklíková (2010) z lokality Bajč.

V rámci fungování Jižního předhradí, tj. v 9. stol. a na poč. 10. století, byl nejhodněji konzumován tur domácí (59,4 %) a prase domácí (23,3 %). Drobní přežvýkavci se vyskytovali pouze sporadicky (6,9 %).

Na lokalitě Bajč byl sledován podíl jednotlivých domácích druhů v různých fázích osídlení. Převaha kostí hovězího dobytka je typická pro celé trvání raně středověkého osídlení (7.–11. stol.). V 7.–8./9. století jsou hojné kosti tura, v 9. stol. je pak zaznamenán výrazný úbytek, který je kompenzován nejvyšší početností kostí ovce/kozy. Zánik osídlení během 9.–11. století byl doprovázen poklesem chovu ovce/kozy, podobně jako tura. V této fázi osídlení ukazují údaje na návrat „do původního stavu“, i když dominance hovězího dobytka není tak výrazná. V 9. století patří nálezy malých přežvýkavců především ovcím (99 %). Zastoupení prasete domácího je ve všech fázích osídlení téměř neměnné. Počet kostí koně domácího koresponduje ve všech fázích se vzestupem malých přežvýkavců a poklesem nálezů tura domácího. V době největšího rozmachu lokality (8.–9. stol.) byla četnost koně relativně vysoká. Během 9. století jeho role dále narůstala a v kuchyňském odpadu se kosti koně vyskytují dokonce častěji než prasete (Miklíková 2010).

### Závěry

Na základě vyhodnocení osteologického materiálu z lokality Pohansko – Jižní předhradí z výzkumné sezóny 1991–1994 je možné stanovit následující závěry:

1. Druhové zastoupení odpovídá svým složením raně středověkým lokalitám. Z konzumované domácí fauny dominuje tur, prase a ovce/koza. Lovná fauna tvoří pouze 1–1,5 %.

2. Metrika záprstních a nártních kostí tura domácího umožnila stanovit jeho kohoutkovou výšku (105,9 cm). Zároveň posloužila k určení pohlaví jedinců. Celkový poměr pohlaví je 5 ♀ : 4 ♂. Z hlezenních kostí prasete domácího byla vypočítána výška v kohoutku (71,6 cm). Jak u tura domácího, tak i u prasete domácího kohoutková výška odpovídá kosterně dospělým jedincům. V osteologickém souboru konzumovaných zvířat (tur, prase, ovce/koza) tvořili juvenilní a subadultní jedinci nejméně 32,8 % z celku. Vzhledem k přítomnosti blíže nerozlišené skupiny subadultních/adultních jedinců však toto procento bude s největší pravděpodobností podstatně vyšší.

3. Četné sekundární zásahy na kostech představují především stopy okousání od psů. Nepřítomnost stop po porcování na kostech koně a psa domácího ukazuje, že tato zvířata nebyla využívána k masnému zpracování.

### Poděkování

Autoři děkují Mgr. Martinu Hanáčkovi za podnětné připomínky k textu. Práce vznikla z finančních prostředků výzkumného záměru MSM 0021622427 „Interdisciplinární centrum výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku. Archeologický terénní a teoretický výzkum, využití přírodních věd, metodologie a informatika, ochrana kulturního dědictví“.

## Literatura

- Beranová, M. (1980): Zemědělství starých Slovanů. – Academia Praha.
- Beranová, M. (2005): Jídlo a pití v pravěku a středověku. – Academia Praha.
- Bláha, J. (2000): Archeozoologické poznámky ke stravování olomouckých Slovanů v předvelkomoravském období (konec 7. až počátek 9. stol.). – Střední Morava, 10, Kulturněhistorická revue, 69–73. Olomouc.
- Červený, Č. – Komárek, V. – Štěrba, O. (1999): Koldův atlas veterinární anatomie. – Grada Praha.
- Dostál, B. – Vignatiová, J. (1993): Břeclav – Pohansko 1991 (okr. Břeclav). – Přehled výzkumů 1991, 69–70. Brno.
- Dresler, P. – Macháček, J. – Přichystalová, R. (2008): Die Vorburgen des frühmittelalterliches Zentralortes in Pohansko bei Břeclav. – In: Boháčová, I. – Poláček, L. (eds): Internationale Tagungen in Mikulčice VII. Burg – Vorburg – Suburbium, Zur Problematik der Nebenareale frühmittelalterlicher Zentren, 229–270, Archäologisches Institut der Akademie der Wissenschaften der Tschechischen Republik. Brno.
- Dresler, P. – Macháček, P. (2009): Břeclav-Pohansko: stav zpracování výzkumů předhradí. – In: Dresler, P., Měřínský, Z. (eds): Archeologie doby hradištní v České a Slovenské republice, Sborník příspěvků přednesených na pracovním setkání Archeologie doby hradištní ve dnech 24.–26. 4. 2006, 54–61, Masarykova univerzita Brno.
- Dreslerová, G. (2009): Osel v době hradištní. – In: Dresler, P., Měřínský, Z. (eds): Archeologie doby hradištní v České a Slovenské republice, Sborník příspěvků přednesených na pracovním setkání Archeologie doby hradištní ve dnech 24.–26. 4. 2006, 10–16, Masarykova univerzita Brno.
- Driesch, von den A. (1976): A guide to the measurement of animal bones from archaeological sites. – Peabody Museum Bulletin I. Harvard University, New York.
- Driesch, von den A., Boessneck, J. (1974): Kritische Anmerkungen zur Widerristhöhenberechnung aus Längenmaßen vor- und Frühgeschichtlicher Tierknochen. – Säugetierkundliche Mitteilungen, 22, 325–348.
- Chrzanowska, W. – Krupska, A. (2003): Tierknochenfunde aus dem Suburbium des Burgwalls von Mikulčice. – In: Poláček, L. (ed.): Studien zum Burgwall von Mikulčice 5, 109–119, Archäologisches Institut der Akademie der Wissenschaften der Tschechischen Republik, Brno.
- Kalousek, F. – Dostál, B. – Vignatiová, J. – Šik, A. (1977/1978): Třetí pětiletí archeologického výzkumu Břeclavi – Pohanska (1969–1973). – Sborník prací filozofické fakulty brněnské univerzity, E 22–23, 155–175.
- Komárek, V. (1993): Odhad věku domácích přezvýkavců. – 1–31, Institut výchovy a vzdělávání ministerstva zemědělství ČR. Praha.
- Kratochvíl, Z. (1969): Die Tiere des Burgwalles Pohansko. – Přírodovědné práce ústavů Československé akademie věd v Brně, 3, 1, 1–39.
- Kratochvíl, Z. – Štěrba, O. (1970): Osteologische Analyse der heimischen Knochenindustrie aus Mikulčice und Pohansko. – Archeologické rozhledy, 22, 447–470.
- Kyselý, R. (2000): Archeozoologický rozbor osteologického materiálu z lokality Rubín a celkový pohled na zvířata doby hradištní. – Památky archeologické, 91, 155–200.
- Miklíková, Z. (2003): Konské maso jako zdroj bílkovin živočišného původu u starých Slovanů? – In: Zborník abstraktov z I. vedeckej konferencie študentov a doktorandov, konanej 10. apríla 2003 na SPU v Nitre, 86–87. Nitra.
- Miklíková, Z. (2010): Archeozoologické nálezy zo stredovekého sídliska v Bajči. – Slovenská archeológia, 58, 1, 123–168.
- Peške, L. (1985): Domáci a lovná zvířata podle nálezů na slovanských lokalitách v Čechách. – Sborník Národního muzea, 3–4, 209–216.
- Přichystalová, R. (2011): Problematika pohřbívání na Jižním předhradí velkomoravského hradiska Břeclav – Pohansko. – MS, dizertační práce FF MU Brno.
- Schmid, E. (1972): Atlas of Animal Bones For Prehistorians, Archaeologists and Quaternary Geologists. – Elsevier Publishing Company. Amsterdam – London – New York.
- Švecová, R. (2000): Nálezy kostenej a parohovej industrie z predveľkomoravských a veľkomoravských sídlisk na Pohansku pri Břeclavi do roku 1995. – Sborník prací filozofické fakulty brněnské univerzity, M 5, 61–97.
- Uerpmann, H. P. (1978): The KNOCOD System for Processing Data on Animal Bones from Archaeological Sites. – In: Meadow, R. H., Zeder, M. A. (eds): Approaches to Faunal Analysis in the Middle East. Peabody Museum Bulletin 2, 149–167, Harvard University. New York.
- Vignatiová, J. (1992): Břeclav – Pohansko. Slovanské osídlení Jižního předhradí II. – Masarykova univerzita Brno.
- Vignatiová, J. – Klanciová, E. (2001): Předběžná zpráva o výsledcích archeologického výzkumu na Jižním předhradí Pohanska u Břeclavi v letech 1991–1994. – In: Měřínský, Z. (ed.): Konference Pohansko 1999, Archaeologia mediaevalis Moravica et Silesiana I, 21–30, Masarykova univerzita Brno.

# METODIKA SESTAVENÍ MAPY MOCNOSTÍ AUTOCHTONNÍHO BADENSKÉHO POKRYVU NA ÚZEMÍ ČESKÉ ČÁSTI HORNOSLEZSKÉ A OPAVSKÉ PÁNVE

The methodology of compilation of the map of thickness of the autochthonous Badenian cover in the Czech part of the Upper Silesian Basin and the Opava Basin

Jiří Wlosok, Jakub Jirásek, Martin Sivek

Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/2172, 708 33 Ostrava-Poruba; e-mail: jiri.wlosok.st@vsb.cz

(15-32 Opava, 15-34 Vítkov, 15-41 Hlučín, 15-42 Bohumín, 15-43 Ostrava, 15-44 Karviná, 25-12 Hranice, 25-21 Nový Jičín, 25-22 Frýdek Místek, 26-11 Jablunkov)

**Key words:** Carpathian Foredeep, Upper Silesian Basin, Opava Basin, Badenian, Thickness

## Abstract

Spatial development of the Badenian sediments thickness reflects tectono-erosional stage of the pre-Badenian relief in combination with advancing orogenic front of the Outer Western Carpathians. Article is focused on the interpretation of the Badenian thickness and explanation of some problems of data selection in the Czech part of the Upper Silesian Basin and the Opava Basin. Interpreted contour line maps of thickness are based on revised profiles of exploratory boreholes.

## Úvod

Pokryvné útvary hornoslezské pánve a jejího blízkého okolí jsou důležité z několika důvodů. Mohou obsahovat vítané nebo naopak problematické akumulace podzemní vody nebo plynů, prochází jimi úvodní důlní díla, ovlivňují metodiku průzkumu a těžby uhlí atd.

Tento příspěvek publikuje první etapu výsledků probíhajícího výzkumu vývoje pokryvu české části hornoslezské pánve a některých přilehlých oblastí, jehož součástí byla také diplomová práce Wlosoka (2011). Text příspěvku se týká složitých otázek výběru vhodných vstupních dat a tvorby modelu autochtonního badenu. Geologické aspekty vývoje poznání sedimentů badenu jsou stručně shrnuty v první části, bližší interpretace vycházející z vytvořených grafických výstupů není však součástí této zprávy. Tato práce zapadá do snahy kolektivu oddělení nerostných surovin a geoinformatiky na HGF VŠB-TU Ostrava ve spolupráci s pracovníky Państwowege Instytutu Geologicznego (Oddział Górnoślaski) v Polské republice komplexně zpracovat informace o charakteru sedimentů v nadloží hornoslezské pánve za účelem vytvoření souboru geologických map s pracovním názvem „Atlas nadloží hornoslezské pánve 1 : 200 000“ (editor Janusz Jureczka, dílo by mělo být vydáno v roce 2013, viz též Wlosok et al. 2012).

## Geologická charakteristika autochtonního badenského pokryvu

Sedimentace spodního badenu navazuje v rámci České republiky v severomoravské a slezské části karpatské předhlubně po krátké regresi na sedimentaci karpátu. Vlivem starožitné tektonické aktivity a dosunutí příkrovů došlo na přelomu karpátu a badenu k vytvoření výdutě a vyzdvižení, erozi a denudaci čelní části původního prostoru karpatské předhlubně spolu s příkrovem (Eliáš – Pálenský 1998). Autochtonní karpatské sedimenty byly

tak ze S a SZ erozně omezeny v podstatě shodně s okrajem nadložních příkrovů (Jurková 1984). Současným následkem vyzdvižení byl podstatný přesun osy předhlubně z. směrem. Sedimenty badenu se proto v zájmovém území v podstatě nevyskytují v prostorovém nadloží karpátu. Vertikální překrytí sedimentárních výplní obou dílčích depresí (karpatské a badenské) v řezu je možné pouze v úzkém pruhu ve směru Bělotín–Český Těšín, kde baden transgreduje na čelní části starožitných příkrovů. Přímý kontakt badenu s erozivním povrchem karpátu těsně před příkrovem je tak plošně minimalizován. Tato situace nebyla však vrty z interní databáze zastižena, možný výskyt karpátu v podloží badenu ve vrtu NP 563 Proskovice je nejistý (též Wlosok et al. 2012). Ve vymezeném území tak baden spočívá v největší ploše přímo na erozivním povrchu paleozoika, v úzkém pásmu z.–v. směru v okolí Dětmovic až Karviné transgredují bazální klastika badenu na autochtonní nepříliš mocné sedimenty eggenburgu (Jurková 1983).

V důsledku snížení stability svahů předbadenských elevací vlivem tektonických otřesů docházelo na počátku badenu k častým sesuvům. Bazální klastika sedimentovala do zaplavených tektonicky predisponovaných depresí a výmolů, obzvláště podél dětmovicového a bludovického zlomu sv. směru, v opavské pánvi podél geofyzikou predikovaných zlomových struktur (Cicha et al. 1985). Jedná se především o špatně vytříbené štěrkovité/brekciovitě až písčité sedimenty, často slinité (Jurková 1961). V ostravsko-karvinském revíru se pro ně vžil provozní název „detrit“, který může představovat díky tlakovému zvodnění nebezpečí průvalů v důlních dílech (např. Dvorský et al. 2007). Časové zařazení původu tohoto názvu je nejisté, v literatuře se detrit objevuje minimálně od roku 1955 – např. Jurková 1955). Eliáš et al. (2001) doporučují označovat tato klastika i na území našeho státu (mimo

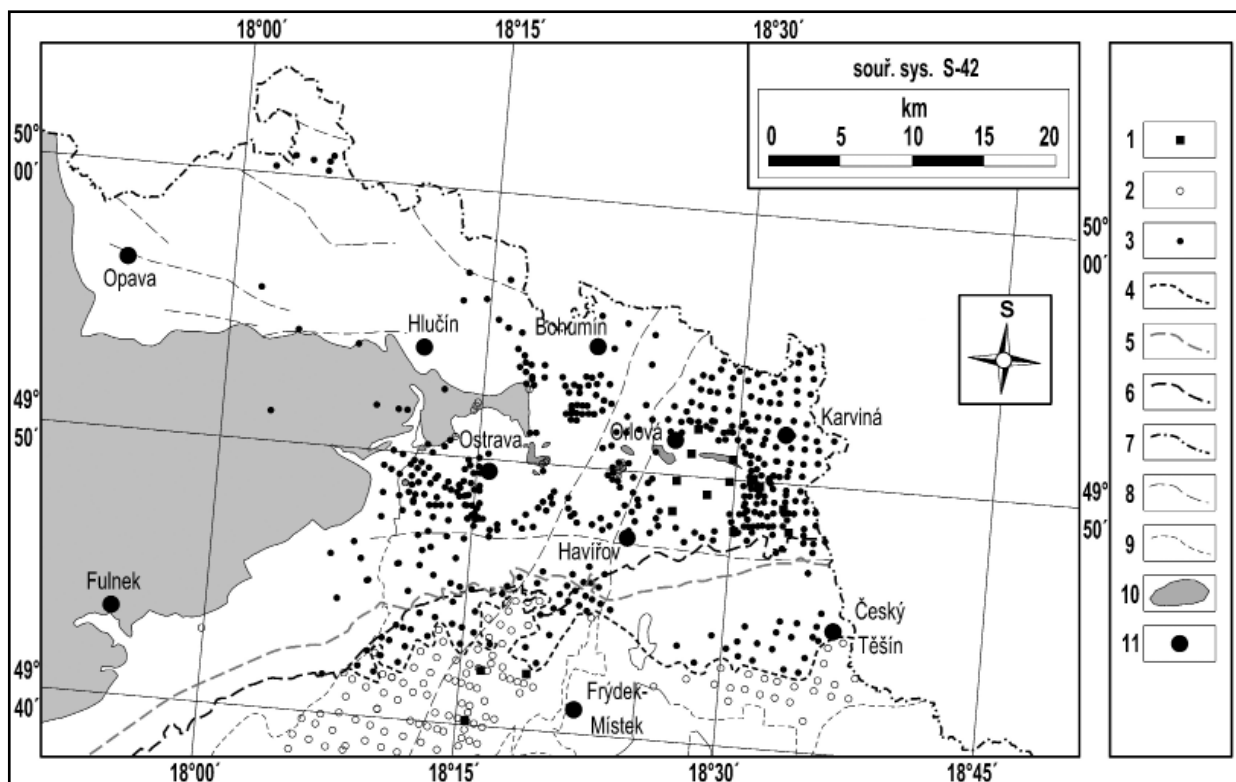
opavskou pánev) jako „dębowiecké slepence“ (litologicky srovnatelné s bazálními členy v polské části předhlubně). Největších mocností dosahují v centrálních částech těchto depresí (vrt NP 112 – Stará Bělá – 283,7 m), v jejich podloží se často nachází tzv. karbonská suť (viz dále), jejíž stáří není dosud datováno (Dvorský et al. 2007). Ekvivalenty detritu v prostoru opavské pánve je vhodné označovat jako hatské souvrství (Eliáš et al. 2001).

V nadloží dębowieckých slepenců jsou vyvinuty převážně zelenavěšedé až šedé jílovité sedimenty, značně vápnité s častou prachovito-písčitou příměsí, které dosahují v osách nejhlubších depresí mocností přes 1 000 m (např. vrtu NP 751 a NP 753). Facie těchto převážně pelitických sedimentů byly ve starší literatuře a profilech vrtů označovány jako lanzendorfská série, popřípadě šlírová facie či tortonský šlír. Jejich mikrobiostratigrafií a rozdělením na základě foraminifer se zabýval např. Cicha (1959a, 1959b). Nově pro ně Eliáš et al. (2001) doporučují užívat termínu lobodické souvrství, ekvivalenty v opavské pánvi je možno nazývat skawinské vrstvy. Nástup sedimentace těchto litologicky monotónních marinních uloženin byl odrazem tektonického neklidu spojeného s náhlým zahoubením depresí. Jen v centrálních a okrajových částech mohla mít sedimentace specifický, hrubozrnější charakter (Jurková 1984).

Tento trend pokračoval až do konce spodního badenu, kdy mladoštýrská příkrovová fáze ukončila ukládání těglů v předhlubni a po dosunutí příkrovů pokračovala sedimentace již jen v opavské pánvi. Ve středním badenu (vleč) se tak na tomto území uložily až 300 m mocné sledy krzyzanowských vrstev, které byly vystřídány ve svrchním badenu (kosovu) vrstvami machovskými (Eliáš et al. 2001). Ve vrtu OS-1 Kravaře dosahuje svrchní baden mocnosti 225 m (Cicha et al. 1982). Z posledních prací podává rešeršní informace o dosavadních výzkumech spodnobadenských klastik na severní Moravě ve své diplomové práci např. Francírek (2011), který vymezuje v rámci centrální až severní části karpatské předhlubně 6 litofaciálních typů, které jsou doplněny vhodnými vertikálními řezy. V případě map mocností však není známa prostorová pozice použitých vrtů a postup při zpracování dat.

### Metodika sestavování modelů mocnosti pokryvu autochtonního badenu

Základem pro konstrukci izoliniových mapových výstupů byly profily průzkumných povrchových vrtů NP 1 až NP 915 a podklady z výpočtů zásob jednotlivých dolů v české části hornoslezské pánve. Všechny tyto informace jsou přístupné v České geologické službě – Geofondu, vzhledem k velkému rozsahu vstupů neuvádíme jejich citace a zdroj, použité vrtu jsou vykresleny na obrázku 1.



Obr. 1: Situace průzkumných vrtů použitých v práci. 1 – důlní díla; 2 – vrty nezastihující autochtonní baden; 3 – vrty zastihující baden; 4 – hranice rozšíření autochtonního badenu; 5 – hranice staroštýrských příkrovů; 6 – hranice mladoštýrských příkrovů; 7 – státní hranice ČR; 8 – hlavní zlomové linie; 9 – posterozní hranice české části hornoslezské pánve; 10 – povrchové výchozy karbonu; 11 – města.

Fig. 1: Situation of the exploratory boreholes used in this work. 1 – underground mines; 2 – boreholes without autochthonous Badenian; 3 – boreholes containing autochthonous Badenian; 4 – boundary of the autochthonous Badenian; 5 – boundary of the Old Styrian nappes; 6 – boundary of the Young Styrian nappes; 7 – national frontiers; 8 – major tectonic structures; 9 – post erosional boundary of the Czech part of the Upper Silesian Basin; 10 – outcrops of Carboniferous; 11 – towns.

V rámci opavské pánve bylo vzhledem k nedostatečné síti vrtů, které prošly až do podloží badenu, využito mapových podkladů predikujících posterozní povariský paleoreliéf na základě geofyzikálních průzkumů (Mátl et al. 1979).

Dokumentace vrtů vznikala v dlouhém časovém horizontu (cca od r. 1910 do současnosti), kdy se měnila technika a stupeň geologického poznání. Proto i výsledky z různých období nemohou být hodnoceny jako rovnocenné. V profilech a závěrečných zprávách se často nachází nesrovnalosti a chyby (např. rozdílné pojmenování stejných sedimentárních jednotek, chyby ve stratigrafickém časovém zařazení a pod.). Vrty, u nichž bylo možno tyto chyby v litostratigrafii zjistit a opravit, byly v databázi ponechány, v případě větších nejistot byly vyřazeny.

Většina vrtů byla realizována za účelem vyhledávání průzkumů (uhlí, zemní plyn). V pokryvu bylo z ekonomických důvodů vrtáno většinou plnoprofilově. Jádrovány byly jen některé úseky vrtů a většina litostratigrafických rozhraní byla proto určována na základě karotáže. Zejména u starších vrtů karotáž často chybí a litostratigrafické jednotky byly určovány pouze z výplachových úlomků. Na základě odborného odhadu (zhodnocení pravděpodobnosti výskytu určitých litostratigrafických jednotek v daném území na základě korelace s okolními vrty) byly některé z těchto vrtů ponechány, pochybné až neprokazatelné byly z databáze vyřazeny. Rovněž vrty, v jejichž profilu nebylo zastíženo podloží badenu, byly z databáze vyřazeny.

Z původního souboru více jak 1 000 vrtů bylo pro konstrukci modelů použito 762 vrtů (obr. 1). Z toho 484 vrtů zastížlo badenské uloženiny v plné mocnosti a naopak 278 vrtů nezastížlo badenské sedimenty vůbec.

Grafické výstupy byly vytvořeny v softwarovém prostředí MicroStation V8i a InRoads V8i společnosti Bentley Systems, Inc. Do editoru v orientovaném systému S-JTSK byly načteny body (vrty) o souřadnicích X, Y s hodnotami mocnosti autochtonního badenu. Body byly mezi sebou lineárně interpolovány za vzniku trojúhelníkové sítě (triangulace). Za vnější hranici sítě bylo užito extrapolace s lineárním zachováním trendu vývoje hodnot (mocností).

Hranice studované oblasti opavské pánve na J je přirozená – vyklínění vývoje, kontakt se sedimenty karbonu – hranice převzata z Geologické mapy ČR 1 : 200 000 (Roth 1996), na S je totožná s hranicí s Polskou republikou. Západní ohraničení badenských sedimentů v předhlubni je konvenčně určeno posterozní hranicí české části hornoslezské pánve, linie j. omezení byla vytvořena metodou půlení intervalů mezi pozitivními a negativními vrty (jedná se o hranici s mladoštýrskými příkrovy). Na východě a severovýchodě je omezení shodné se státní hranicí se Slovenskou a Polskou republikou. Po určení intervalů byly SW prostředky vykresleny izoliny stejných mocností celkového pokryvu autochtonního badenu. V dalších etapách výzkumu bude prováděna jejich interpretace.

#### Diskuze k problematice interpretace modelu a jeho zatížení chybami

Rozložení informačních bodů (vrtů) je velmi nerovnoměrné, v opavské pánvi vrty do podloží badenu téměř chybí anebo jsou situovány ve velmi malém roz-

ptylu v s. části v okolí Koberic, Rohova a Strahovic (viz obr. 1). Za použití existujících vrtů není možné vytvoření modelové situace opavské pánve, která by alespoň naznačovala morfologické poměry posterozního epivariského paleoreliéfu a tím možný vývoj neoidního patra. Izoliny mocností badenu jsou proto vykresleny zejména na základě geofyzikálních map povrchu paleoreliéfu (Mátl et al. 1979), které byly opraveny o hodnoty nadmořské výšky na přibližně 300 fiktivních bodech. Tyto body a zároveň vrty s neodlišeným kvartérem byly rovněž redukovány o průměrnou hodnotu kvartérního pokryvu, která byla vypočtena ze všech vrtů databáze se známým stropem terciérních sedimentů.

Hodnota činila přibližně 14,5 m, na Opavsku a Hlučínsku však v určitých územích dosahuje kvartér mocnosti více než 100 m (vrt NP 618 – Šilheřovice, 130,5 m), proto může být odečtení průměrné mocnosti kvartéru v určitých lokalitách malou kompenzací nepřesnosti.

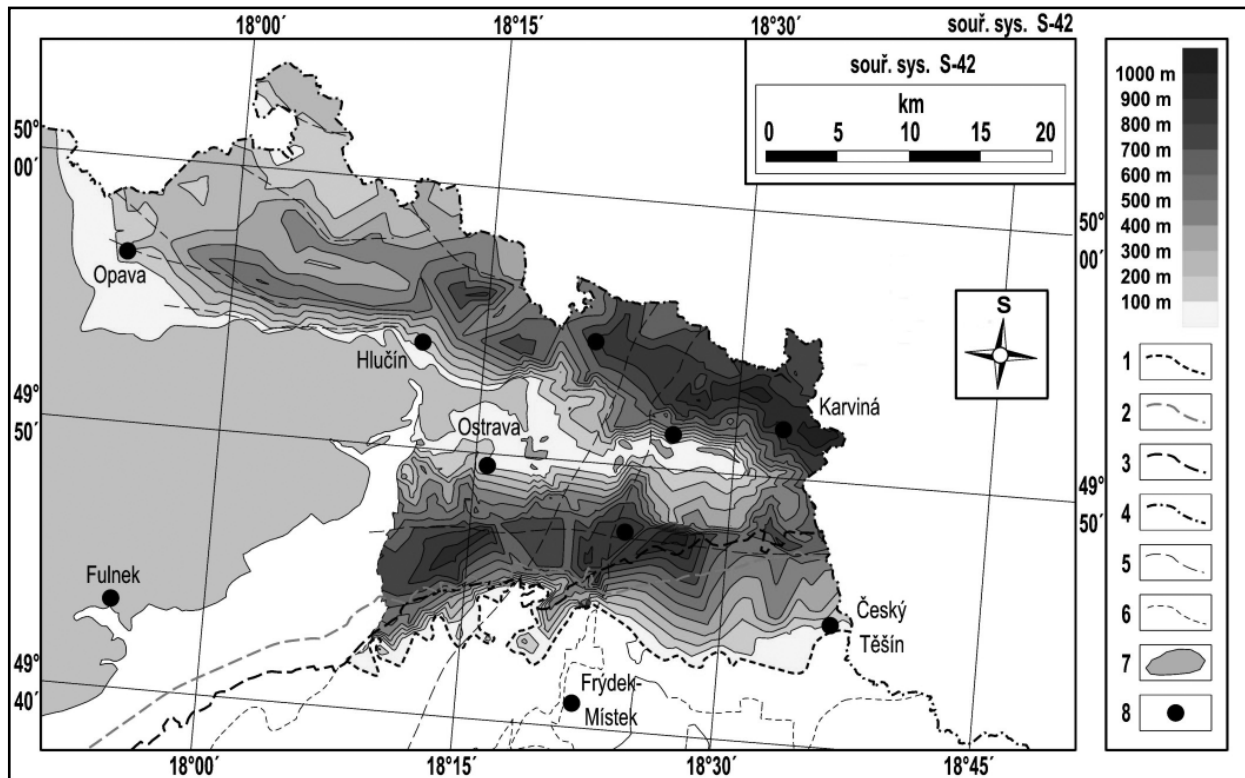
Problematika chyby na základě neznalosti mocností kvartérního pokryvu v prostoru bludovického a dětmarovického výmolu je totožná. Z pozitivních vrtů mimo opavskou pánev (473) není znám kvartér u 80 profilů. Tyto vrty se však vyskytují mimo oblasti maximálních mocností kvartéru (až 60 m v okolí toku Odry u Ostravy, Staré a Nové Bělé), odečtení průměrné hodnoty 14,5 m je v tomto případě vhodnou opravou.

V rámci interpretace mocností pokryvu české části hornoslezské pánve je dalším problémem výskyt tzv. „karbonské suti“ v podloží spodnobadenských klastik. Její stáří nebylo (na rozdíl od detritu, viz např. Cicha 1958) prozatím paleontologicky určeno. Je však více než pravděpodobné, že se jedná o sedimenty starší než spodnobadenské. Karbonská suť je zakreslena v profilech 60 vrtů. Otázkou zůstává, zdali byla bezpečně rozlišena od „detritu“ ve všech vrtech. Karbonská suť tvoří s detritem většinou jeden propojený aquiferový systém a litologicky jsou si sedimenty obou poloh velmi podobné. V karotážních křivkách vrtů mohou být proto často nerozeznatelné a neodlišitelné (např. Dvorský et al. 2007). Z tohoto důvodu záleží na názoru autora, zda-li známé mocnosti karbonské suti odečte (a dopustí se nevyhnutelné chyby započítáním „doposud neodlišených“ mocností karbonské suti v jiných vrtech), či nikoliv. Největších mocností dosahuje karbonská suť ve vrtu NP 702 – Karviná-Město: 117,6 m, v jiných oblastech se většinou pohybuje v řádu prvních desítek metrů. Ve výsledné přiložené mapě jsou tato suťová klastika připočítána k mocnostem detritu.

V blízkosti mladoštýrských příkrovů docházelo ke zdvojení badenu ve vrtných profilech. V některých profilech je rozlišen autochton a paraautochton. K odstříhnutým paraautochtonním celkům může být přistoupeno opět dvojím způsobem. Ve vytvořeném modelu (obr. 2) jsou tyto tektonicky vyvlečené šupiny badenu pokládány za součást příkrovové stavby a nejsou přičítány k celkové mocnosti autochtonního badenského pokryvu.

#### Závěr

Na základě revidovaných informací z průzkumných vrtů a podkladových map geofyzikálních interpretací byl



Obr. 2: Mocnost autochtonního badenského pokryvu. 1 – hranice rozšíření autochtonního badenu; 2 – hranice staroštýrských příkrovů; 3 – hranice mladoštýrských příkrovů; 4 – státní hranice ČR; 5 – hlavní tektonické linie; 6 – posterozní hranice české části hornoslezské pánve; 7 – povrchové výchozy karbonu; 8 – města.

Fig. 2: Thickness of the autochthonous Badenian cover. 1 – boundary of the autochthonous Badenian; 2 – boundary of the Old Styrian nappes; 3 – boundary of the Young Styrian nappes; 4 – national frontiers; 5 – major tectonic structures; 6 – post erosional boundary of the Czech part of the Upper Silesian Basin; 7 – outcrops of Carboniferous; 8 – towns.

vytvořen prvotní model mocnosti autochtonního badenského pokryvu na území hornoslezské a opavské pánve (obr. 2). Byla popsána metodika jeho tvorby a zejména problematické otázky výběru vhodných informací, které při jeho tvorbě vyvstaly. S těmito základními aspekty se setká každý, kdo se problematikou badenských sedimentů na severní Moravě a ve Slezsku bude zabývat.

Problematika geologického vývoje badenu na s. Moravě a ve Slezsku byla zpracována v mnoha publikacích, nová interpretace na základě dosavadních výsledků nemá vzhledem k absenci inovativních zjištění valného smyslu. Novým se zdá být vyobrazení prostorového vý-

voje autochtonního badenu souhrnně za s. část karpatské předhlubně v propojení i s opavskou pánví. Výsledné grafické výstupy představují počáteční fázi širšího výzkumu, v dalších etapách mohou být mapy detailizovány a modifikovány zejména ve spojení s podrobnými tektonickými poměry. Připravená data představují dílčí část výsledků, které mohou být propojeny s daty stejného charakteru z území polské části hornoslezské pánve.

#### Poděkování

Příprava článku byla podpořena projektem SP2012/24.

**Literatura**

- Cicha, I. (1958): Příspěvek k poznání stáří a původu basálních miocenních klastik v ostravské oblasti. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 33, 386–388.
- Cicha, I. (1959a): Mikrobiostratigrafické výzkumy tortonu u Opavy. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1957, 19–20.
- Cicha, I. (1959b): Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech neogénu v ostravské oblasti. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1957, 20–22.
- Cicha, I. – Čtyrtek, J. – Dvořák, J. – Gabrielová, N. – Krejčí, O. – Krystek, I. – Mátl, V. – Molčíková, V. – Novotná, E. – Řeháková, Z. – Soták, J. – Staňková, J. – Knobloch, E. (1982): Zhodnocení vrtů OS-1 Kravaře a OS-2 Hať v opavské oblasti. – MS, ČGÚ. Praha.
- Cicha, I. – Brzobohatý, R. – Čtyrtek, J. – Gabrielová, N. – Krejčí, O. – Krystek, I. – Mátl, V. – Molčíková, V. – Novotná, E. – Řeháková, Z. – Soták, J. – Staňková, J. – Knobloch, E. – Váca, F. (1985): Neogén v opěrných vrtech OS-1 Kravaře a OS-2 Hať v opavské pánvi. – Sborník geologických věd, Geology, 40, 183–229.
- Dvorský, J. – Malucha, P. – Grmela, A. – Rapantová, N. (2007): Ostravsko-karvinský detrit – spodnobádenská bazální klastika české části hornoslezské pánve. Montanex, Ostrava.
- Eliáš, M. – Pálenský, P. (1998): Model vzniku miocenních předhlubní na Ostravsku. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997, 65–66.
- Eliáš, M. – Pálenský, P. – Růžička, M. (2001): Litostratigrafie severomoravského miocénu a jeho litostratigrafická korelace s přílehlým miocénem v Polsku (karpatská předhlubně). – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001, 22–24.
- Francírek, M. (2011): Sedimenty spodního badenu v severní části karpatské předhlubně. – MS, diplomová práce, PřF MU Brno.
- Jurková, A. (1955): Reliéf karbonu a detrit v OKR. – Přírodovědecký sborník Ostravského kraje, roč. XVI, 261–267. Slezský studijní ústav Opava.
- Jurková, A. (1961): Reliéf karbonu a výskyty miocenních bazálních klastik v ostravsko-karvinském revíru. – Přírodovědný časopis slezský, 22, 3, 311–317.
- Jurková, A. (1984): Staroštýrské a mladoštýrské příkrovy ve vztahu k miocenním sedimentům karpatské předhlubně na Ostravsku. – Sborník Geologického průzkumu Ostrava, 28, IV/1984. 121–130.
- Jurková, A. (1983): Stratigrafie, litologie a faciální vývoj spodního badenu. – In: Menčík, E. (ed.): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny, 181–184, Československá akademie věd Praha.
- Mátl, V. – Krásenský, M. – Daňko, J. – Váca, F. – Novotná, E. – Vajdová, B. – Fišera, J. (1979): Vyhledávací průzkum sádrovce. Závěrečná zpráva. – MS, Český geologický úřad. Geologický průzkum n. p. Ostrava. Závod Brno.
- Roth, Z., red. (1996): Geologická mapa ČR. Mapa předčtvrtohorních útvarů. Měřítko 1 : 200 000. List Ostrava-Strahovice. – Český geologický ústav a OT Kolín.
- Wlosok, J. (2011): Vývoj mocností pokryvných útvarů karbonských sedimentů v české části hornoslezské pánve a jejím blízkém okolí. – MS, diplomová práce, VŠB – TU Ostrava, Hornicko-geologická fakulta, Institut geologického inženýrství.
- Wlosok, J. – Jirásek, J. – Sivek, M. (2012): Metodika sestavení mapy mocností sedimentů autochtonního karpátu na území české části hornoslezské pánve a blízkého okolí a některé její problémy. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 1–2, 72–76.



## METODIKA SESTAVENÍ MAPY MOCNOSTÍ SEDIMENTŮ AUTOCHTONNÍHO KARPATU NA ÚZEMÍ ČESKÉ ČÁSTI HORNOSLEZSKÉ PÁNVE A BLÍZKÉHO OKOLÍ A NĚKTERÉ JEJÍ PROBLÉMY

The methodology of construction of the map of thickness of autochthonous sediments of the Karpatian in area of the Czech part of the Upper Silesian Basin and neighbour areas and some of its problems

Jiří Wlosok, Jakub Jirásek, Martin Sivek

Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/2172, 708 33 Ostrava-Poruba; e-mail: jiri.wlosok.st@vsb.cz

(15-34 Vítkov, 15-43 Ostrava, 15-44 Karviná, 25-12 Hranice, 25-14 Valašské Meziříčí, 25-21 Nový Jičín, 25-22 Frýdek Místek, 25-23 Rožnov pod Radhoštěm, 25-24 Turzovka, 26-11 Jablunkov, 26-13 Čadca)

**Key words:** *Carpathian Foredeep, Upper Silesian Basin, Karpatian, Thickness*

### Abstract

*Sedimentary formations of Karpathian represent the oldest widespread unit of the autochthonous Tertiary in the Czech part of the Upper Silesian Basin. Occurrence and distribution of thickness of the Karpatian point to complicated geological development. It was probably formed in tectonically predisposed sedimentary depressions with large influence of the Old Styrian nappes, which were thrust over the area of original sedimentary cover in the north-eastern part of the Carpathian Foredeep. Main topic of our work is evaluation of possible mistakes in interpretation of the autochthonous Karpatian thickness. Original contour line maps of the autochthonous Karpatian distribution and thickness in the area of interest are based on exploratory borehole profiles.*

### Úvod

Uložení karpátu v s. části karpatské předhlubně jsou v rámci ČR známy pouze z vrtného průzkumu, povrchové výchozy nebyly zjištěny. Karpat většinou transgreduje přímo na erodovaný povrch epivariského paleoreliéfu a nachází se tak v bezprostředním nadloží těžebně využívaných jižních polí produktivního karbonu.

Tento příspěvek je založen na výsledcích diplomové práce Wlosoka (2011), která je součástí širšího výzkumu vývoje pokryvných útvarů české části hornoslezské pánve a přilehlých oblastí, jakožto součást snahy kolektivu oddělení nerostných surovin a geoinformatiky na HGF VŠB-TU Ostrava ve spolupráci s pracovníky Państwowege Instytutu Geologicznego (Oddział Górnoślaski) v Polské republice o poznání charakteru sedimentů v nadloží hornoslezské pánve. V rámci tohoto projektu byla připravena především z profilů a závěrečných zpráv povrchových průzkumných vrtů data o mocnostech karpatského autochtonního pokryvu za oblast české části hornoslezské pánve, která byla přidružena k informacím stejného charakteru z polské části. Cílem těchto prací bylo sestavení souboru geologických map nadložních útvarů hornoslezské pánve v měřítku 1 : 200 000 s pracovním názvem „Atlas nadloží hornoslezské pánve“ (editor Janusz Jureczka, dílo by mělo být vydáno v roce 2013). Prvotní model prostorového vývoje autochtonního karpátu je pouze dílčím segmentem, který není upraven podle detailních tektonických analýz a je nutno jej chápat jako výsledek úvodní etapy širšího výzkumu. Vytvořené mapy se jeví ve srovnání s výstupy dřívějších prací (např. Menčík et al. 1983, Jurková 1984) podrobnější a detailnější, při konstrukci modelu bylo zřejmě využito většího množství vstupních dat, především

novějších vzhledem k datu publikování výstupů zmíněných předchozích autorů. Kvantitativní porovnání je však vzhledem k absenci podkladů, ze kterých by bylo zřejmé, na základě jakých dat byly mapy prostorového vývoje autochtonního karpátu konstruovány v těchto starších pracích, velmi obtížné.

Geneze zmíněných sedimentárních útvarů byla popsána v mnoha odborných publikacích, příspěvek popisuje zejména otázky tvorby modelu mocnosti autochtonního karpatského pokryvu.

### Geologická charakteristika autochtonního karpátu

Vlivem štýrských fází vrásnění docházelo v předpolí Vnějších Západních Karpat ke zužování deprese před čelem orogenu a jejímu protahování ve směru JZ–SV (Pálenský et al. 2010). Hlavním centrem sedimentace v rámci území ČR byly v počátcích neogénu oblasti j. Moravy. V severní části předhlubně nastala plošně souvislá sedimentace klastik až v průběhu karpátu po krátkém hiátu. Pouze z jediného vrtu (NP 812 Kunčice pod Ondřejníkem) v zájmovém území byly popsány sedimenty ottangského stáří (Čtyřoký 1996). Západní a sz. omezení karpátu je erozivní, hraniční linie je v podstatě souhlasná s čely staroštýrských příkrovů, které tvoří jeho nadloží. Na jihovýchodě a východě území není hranice rozšíření v důsledku nedostatečného vrtného průzkumu prokázána.

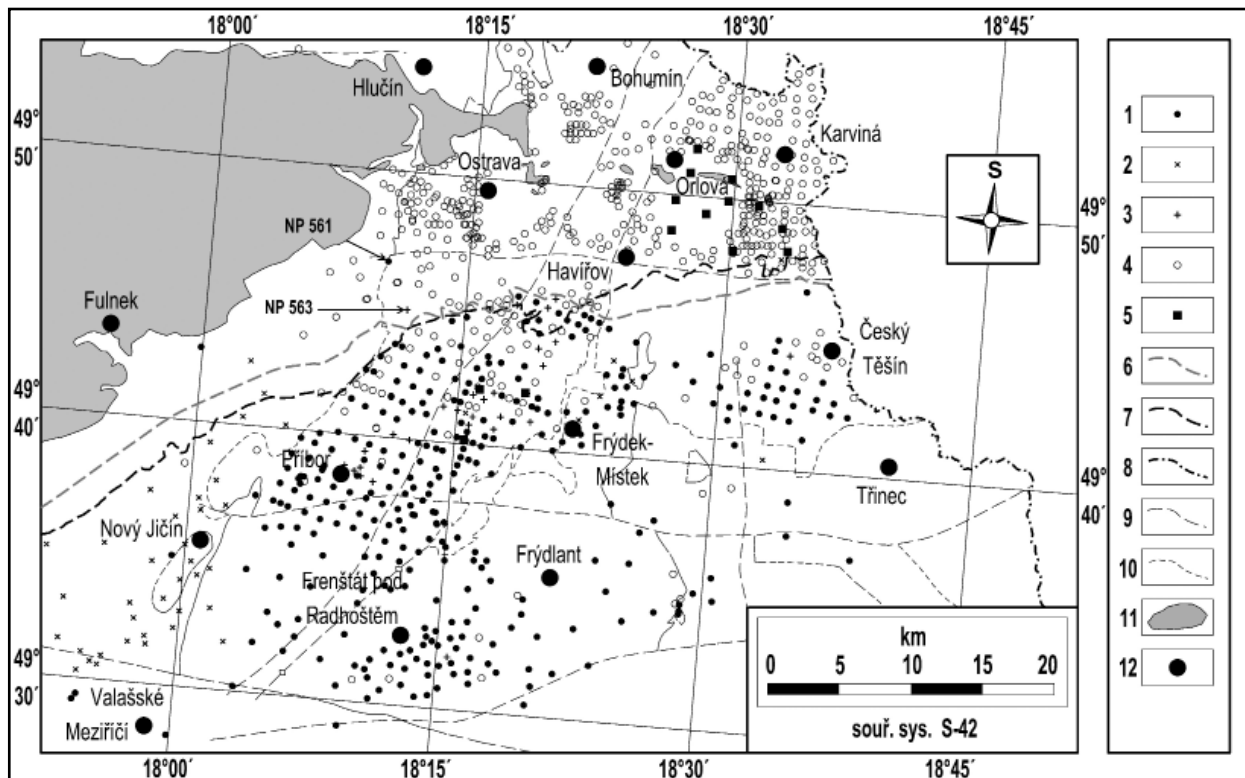
Cicha – Paulík (1962) rozděluje sedimenty karpátu na „bazální vrstvy, euhalinní vrstvy a vrstvy šlírového rázu“. Jurková a Novotná (1974) litofacie detailizovaly, vymezily „klastika na bázi karpatské série“, popřípadě „pestré bazální prachovce“ na svazích karbonských elevací, dále „hnědé vrstvy“, „šedé vrstvy (šlírové)“ a „pestré vrstvy se sádrov-

ci“. Nově bylo Eliášem et al. (2002) podle mezinárodně platných litostratigrafických jednotek navrženo označení uloženin karpatského stupně v s. části karpatské předhlubně jako stryszawské souvrství (podle ekvivalentu v polské části předhlubně, Ślącza 1977). Toto pojetí respektují v novější práci Adámek et al. (2003), kteří v rámci stryszawského souvrství vyčleňují 4 základní litofacie: bazální klastika představují janovické vrstvy, lichnovské vrstvy odpovídají pestrým bazálním prachovcům v pojetí Jurkové a Novotné (1974), choryňské vrstvy zahrnují hnědé i šedé šlírové vrstvy, posledním členem jsou vrstvy studenecké odpovídající pestrým vrstvám se sádrovci (v pojetí Jurkové a Novotné 1974). Celková mocnost stryszawského souvrství dosahuje až 320 m.

Janovické vrstvy představují převážně písčité konglomeráty a šterkovitá klastika, v jejichž hlavním složení převládají karbonské a příkrovové horniny. Vyplňují depresní struktury paleoreliéfu převážně v okolí příbořské pahorkatiny a dosahují mocností až 30 m. V případě lichnovských vrstev se jedná převážně o nevrstevnaté nevytříděné modravé až zelenavěšedé prachovité uloženiny s vyšší písčitostí, s občasnými polohami pískovců. Bývají vyvinuty na svazích karbonských elevací, maximální zjištěné mocnosti dosahují 70 m (např. vrt NP 306 Koprivnice). Vrstvy choryňské začínají převážně pelitickou sedimentací s proměnlivou vápnitostí a písčitostí, jílovce jsou často

bituminózní (výskyty až 20 cm mocných slojek uhlí). Mnohdy přecházejí v prachovce až pískovce, které mohou tvořit čocky i lávky. Barva kolísá nejčastěji okolo hnědých odstínů, mocnosti těchto poloh se pohybují do 60 m. V nadloží na ně navazují převážně nazelenale až namodrale šedé vápnité jílovce, často prachovité a písčité s podílem světlých slíd. Občasné jsou zastoupeny lavice pískovců. Tyto šedé pelity až aleuropelity („šlír“) představují nejrozšířenější litofaciální vývoj karpátu v rámci stryszawského souvrství, mocnosti mohou dosáhnout až 300 m (např. vrt NP 518 Valašské Meziříčí – Hrachovec). Nejmladším členem karpátu jsou v zájmovém území studenecké vrstvy. Jedná se o barevně variabilní vápnité jílovce až prachovce s výskyty nevytříděných psefitických až psamitických klastik, s přítomností typických vrstviček a žilek sádrovců. Různorodost v odstínech tmelu je vysvětlena Jurkovou a Novotnou (1974) jako druhotná v důsledku postupného vynořování a přechodu z větších hloubek do oxidačních podmínek vlivem postupného zatěžování prostoru čelem orogenní fronty. Ke konci karpátu dochází k postupnému přesunu staroštýrských příkrovových jednotek (Jurková 1984) přes autochtonní sekvence stryszawského souvrství, kdy dochází k tektonické abrazi zejména nejmladších studeneckých vrstev.

V důsledku dosunutí příkrovů mohou sedimenty karpátu lokálně zcela chybět, mnohdy byly jeho tekto-



Obr. 1: Situace průzkumných vrtů použitých v práci. 1–3: vrty zastihující karpát: 1 – se známou mocností, 2 – s neznámou mocností, 3 – vrty s pravděpodobným karpátem; 4 – negativní vrty; 5 – důlní díla; 6 – hranice staroštýrských příkrovů; 7 – hranice mladoštýrských příkrovů; 8 – státní hranice; 9 – hlavní tektonické linie; 10 – posterozní hranice české části hornoslezské pánve; 11 – povrchové výchozy karbonu; 12 – města.

Fig. 1: Situation of the exploratory boreholes used in this work. 1–3: boreholes containing Karpatian: 1 – with known thickness, 2 – with unknown thickness, 3 – with uncertain Karpatian; 4 – negative boreholes; 5 – underground mines; 6 – boundary of the Old Styrian nappes; 7 – boundary of the Young Styrian nappes; 8 – national frontiers; 9 – major tectonic structures; 10 – post erosional boundary of the Czech part of the Upper Silesian Basin; 11 – outcrops of Carboniferous; 12 – towns.

nické šupiny inkorporovány do stavby vlastních příkrovů. Nověji publikovali modelovou situaci vzniku miocenních předhlubní Eliáš – Pálenký (1998), informace zabývající se komplexní geologií karpatského stupně v oblasti s. Moravy shrnula Jurková (1983), z moderních prací je nutno jmenovat příspěvek Pichy et al. (2006).

### Metodika sestavování grafických modelů mocnosti pokryvu autochtonního karpátu

Konstrukce izoliniových map je založena na revidovaných profilech povrchových průzkumných vrtů, zejména tzv. „Nového průzkumu“ (vrty NP 1–NP 915), a výpočtech zásob černého uhlí v české části hornoslezské pánve a průzkumu plynových ložisek v severní části karpatské předhlubně. Pro velký objem informačních zdrojů manuskriptové povahy neuvádíme odkazy v seznamu literatury, materiál je dostupný v České geologické službě – Geofondu.

Z původního souboru více než 1 200 vrtů bylo pro sestavení modelů použito 930 vrtů (obr. 1). V 332 profilech byla vymezena báze i strop autochtonního karpátu, u dalších 47 lokalizovaných vrtů neznáme údaje o mocnosti, víme však, že karpát navrtaly. Byly do modelu vyneseny pro odhad přibližné hranice výskytu stryszawského souvrství. Dále bylo při tvorbě modelové situace využito 30 vytříděných profilů, v nichž byl karpát vymezen „s otazníkem“ (viz popis níže) a jeho přítomnost můžeme na základě odborného úsudku pokládat za pravděpodobnou. Největší část vrtů (521) naopak karpatské uložení nezastihla, byly však použity pro sestavení rozhraní výskytu mezi pozitivními a negativními vrty metodou půlení intervalů.

K vytvoření mapových příloh (obr. 1) bylo užito softwarové prostředí MicroStation V8i a InRoads V8i (Bentley Systems, Inc), v němž byly zpracovávány importované body (vrty) orientované v geografickém systému S-JTSK. Hodnoty bodů byly triangulovány, za vnější hranici vytvořené trojúhelníkové sítě bylo pro vykreslení hodnot užito extrapolace s rovnoměrným lineárním zachováním vývoje mocností (protažení „se zachováním sklonu mocností“). Takto připravený prostor byl rozdělen izoliniovou metodou dle definovaných intervalů mocností (po 50 m). Díky tomuto postupu je v mapách zachován trend narůstající mocnosti směrem k J, ač za hranici vykreslení bylo zvoleno (uměle protažené) zlomové pásmo beskydského stupně. Severozápadní a s. omezení bylo vytvořeno metodou půlení intervalů mezi vrty zastihujícími/nezastihujícími karpát, na V je určeno státní hranicí s Polskou republikou. Na jiho-východě byla hranice vykreslení pro nedostatek informací vytvořena uměle. Tato oblast je na obr. 2 označena otazníky.

### Diskuze k problematice interpretace modelu a jeho zatížení chybami

V profilech a závěrečných zprávách jednotlivých vrtů bylo zapotřebí utřídit značné nesrovnalosti, které vznikly na základě změn v interpretacích (vliv dlouhého časového odstupu od realizace vrtů). Pro horizonty karpatského stáří ve starších profilech vrtů byl často užít termín „helvet“, který v dnešním pojetí odpovídá střednímu miocénu (langh až serravall).

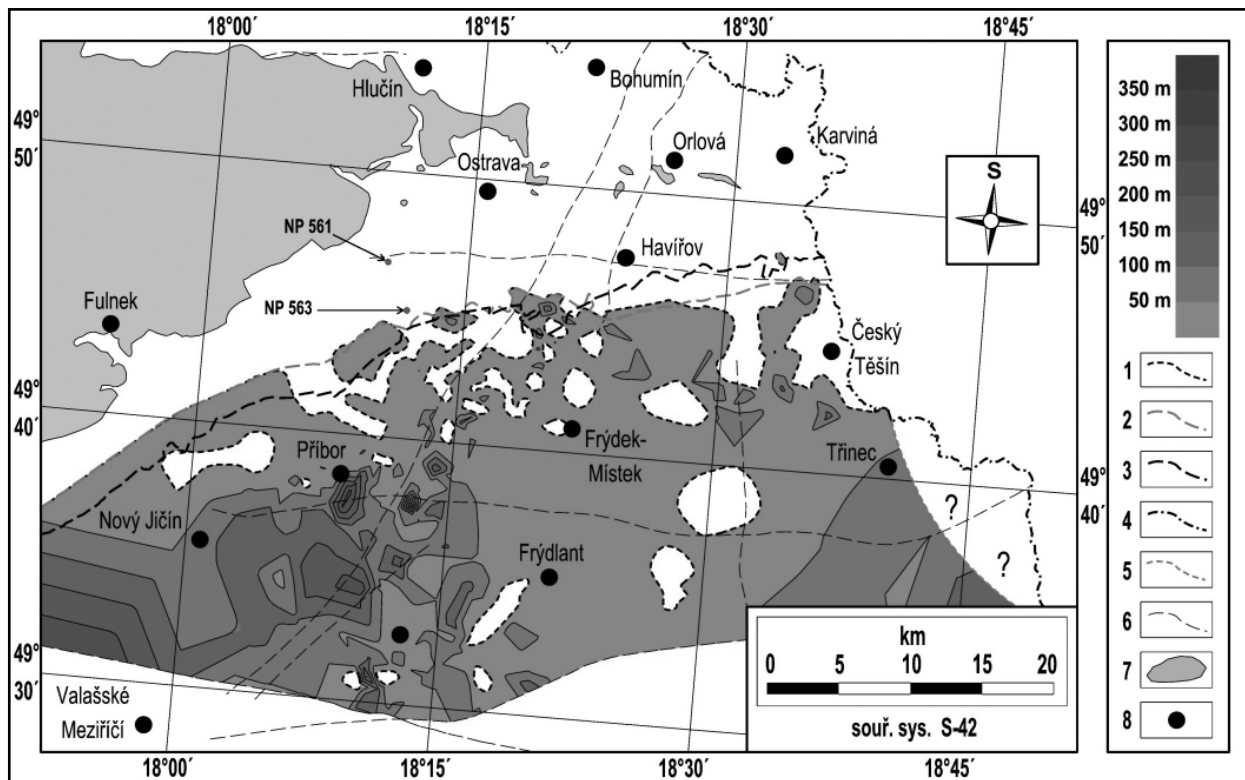
V pokryvných útvarech bylo většinou vrtáno plno-profilově, jádrování bylo občasně. Na základě nedostatečného výnosu jádra a neprůkaznosti karotážních křivek nebyla v profilech některých vrtů interpretována rozhraní mezi litostratigrafickými jednotkami. Podobné otázky jsou zpracovány v článku Włosoka et al. (2012). V určitých případech byly vymezeny s otazníkem, popř. přiřazení ke konkrétnímu geologickému útvaru zcela chybí (např. problém ve vrtu NP 563 Proskovice – karpát? v podloží badenu, viz obr. 1). V případech vymezení „s otazníkem“ byly po přezkoumání některé tyto vrty označeny jako pravděpodobné, v mapě jsou zaneseny rozdílným symbolem. Při konstrukci modelu bylo k těmto vrtům přistoupeno jako k pozitivním. Profily s vyšším stupněm pochybnosti byly z databáze vyřazeny. Stejně tak byly vyřazeny vrty, ve kterých nebylo navrtáno podloží karpátu. Výše zmíněný vrt NP 563 byl vzhledem k situaci nejbližších okolních vrtů, které karpát nezastihly, označen jako nepravděpodobný, při sestavování map mocností byl tedy chápán jako negativní.

V profilu vrtu NP 561 D. Polanka nad Odrou (viz obr. 1) byl registrován přímý kontakt badenu a karpátu, v jejich nadloží byla popsána šupina podslezského příkrovu (v hloubce 830–845,3 m transgreduje karpát na erodovaný povrch karbonu, od 822–830 m evidován baden označený v profilu jako sp. torton, 815–822 m vymezen podslezský příkrov, ve zbylém nadloží sp. torton). Po srovnání s dostupnými mapovými podklady, zejména Roth (1996), se jeví popis tohoto značně s. lokalizovaného výskytu příkrovové jednotky dosti nepravděpodobný. Rovněž při interpretaci prostorového vývoje stryszawského souvrství nebyl karpát z tohoto vrtu zahrnut do modelu mocností.

Při interpretaci omezení vývoje sehrává důležitou roli hustota informací. V těšínské oblasti české části hornoslezské pánve mezi Českým Těšínem a Havířovem má vrtná síť malou hustotu, proto se může vykreslení hranice vývoje karpátu lišit od doposud publikovaných prací (např. Jurková – Novotná 1974).

V těšínské a jablunkovské části hornoslezské pánve na JV od vymezeného území jsou známy některé strukturální hlubinné vrty, jejich počet je však velmi malý pro spolehlivější interpretaci rozšíření vývoje. Proto mohou být jv. hranice výskytu karpátu interpretovány variabilně. V pokračujícím výzkumu bude snaha rozšířit databázi o profily vrtů v polské části hornoslezské pánve, které by mohly přinést další důležité informace o pokračování vývoje karpátu v nadloží v. prostoru jablunkovské a těšínské části hornoslezské pánve.

Ve vrtu NP 812 Kunčice pod Ondřejníkem (Čtyřroký 1996) bylo na základě výskytu fauny *Rzehakia socialis* a *Cerastoderma* v metrži 841,1–841,9 zjištěno ottangské stáří. V původním profilu spadá segment této metrže do popisu „karpát“. Tato skutečnost nasvědčuje, že sedimentace klasických litofacií karpátu začala patrně již na konci ottangu. Problém takového druhu je spíše záležitostí lito- a biostratigrafických vymezení sedimentárních stupňů, v databázi byl samozřejmě ponechán jako pozitivní s výskytem uloženin karpátu.



Obr. 2: Mocnost autochtonního karpatského pokryvu. 1 – předpokládaná hranice výskytu autochtonních sedimentů karpátu; 2 – hranice staroštýrských příkrovů; 3 – hranice mladoštýrských příkrovů; 4 – státní hranice ČR; 5 – uměle vytvořená hranice – nedostatečné množství informací; 6 – hlavní tektonické linie; 7 – povrchové výchozy karbonu; 8 – města.

Fig. 2: Thickness of the autochthonous Karpatic. 1 – estimated boundary of the autochthonous Karpatic; 2 – boundary of the Old Styrian nappes; 3 – boundary of the Young Styrian nappes; 4 – national frontiers; 5 – artificially created boundary – insufficient quantity of information; 6 – major tectonic structures; 7 – outcrops of Carboniferous; 8 – towns.

V západní a jz. části území v pruhu Jistebník–Studenka–Pustějov v podstatě chybí vrty, hranice výskytu stryżawského souvrství je proto odhadnuta přibližně shodně s okrajem staroštýrských příkrovů.

### Závěr

V rámci spolupráce s Państwowy Instytut Geologiczny (Oddział Górnoślaski) v Polské republice byla vybrána veškerá vhodná data z vytvořené databáze Oddělení nerostných surovin a geoinformatiky za účelem tvorby díla „Atlas nadloží hornoslezské pánve”.

Za použití revidovaných informací z povrchových průzkumných vrtů, především NP 1 až NP 915, byl v softwarovém prostředí vytvořen model mocnosti autochtonního karpatského pokryvu (stryżawského souvrství) na území hornoslezské pánve a v blízkém okolí (obr. 2). Mapy podobného charakteru publikovali v minulosti např. Menčík et al. 1983, Jurková 1984, Roth 1977, jejich tvorba se však opírala o data, která nebyla v publikacích uvedena. V příspěvku byla popsána metodika a některé problematické otázky spojené s interpretací a tvorbou modelu, které většinou ve starších publikovaných pracích rovněž chybí. Ve srovnání s těmito pracemi zahrnuje vytvořený model

patrně širší záběr vstupních dat (zejména novějších, viz úvod), vzhledem k rozsahu příspěvku nebylo však možno uvést jejich výčet, proto jsou povrchové vrty, jejichž data byla použita, vykresleny do samostatné mapy (viz obr. 1).

Z výsledných grafických výstupů jsou velmi nápadná častá tektonicky erodovaná okna (zejména v oblasti Frýdku–Místku, Staříče, Fryčovic a Příbora), která vznikla v důsledku abraze méně kompetentních celků karpátu při přesunech staroštýrských příkrovů. O těchto destruktivních efektech mohou svědčit i paraautochtonní či zcela odtržené šupiny karpátu inkorporované do staroštýrských příkrovů. Naopak největší mocnosti karpátu se patrně zachovaly v poklesávajících zónách rejuvenovaných zlomů. Připravené mapové výstupy jsou prvotní etapou tvorby prostorového vývoje karpátu a jsou vhodným vstupním podkladem pro následné zapracování výsledků geofyzikálního výzkumu a tektonických poměrů a zejména pak pro propojení s daty z území polské části hornoslezské pánve za účelem vytvoření společného modelu představujícího další fáze výzkumu.

### Poděkování

Příprava článku byla podpořena projektem SP2012/24.

## Literatura

- Adámek, J. – Brzobohatý, R. – Pálenský, P. – Šikula, J. (2003): The Karpatian in the Carpathian Foredeep. – In: Brzobohatý, R. – Cicha, I. – Kováč, M. – Rögl, F. (eds): The Karpatian – A Lower Miocene stage of the Central Paratethys, 75–88, Masaryk University.
- Cicha, I. – Paulík, J. (1962): Neogén (Miocén). – In: Roth, Z. (red.): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-34-XIX, Československá akademie věd Praha.
- Čtyroký, P. (1996): Nález rzeňhakových vrstev (ottang) pod příkrovem na sv. Moravě. – Sb. ref. Seminář k 75. výročí nar. prof. RNDr. Bohuslava Růžičky, CSc. 7–8. VŠB-TU Ostrava.
- Eliáš, M. – Pálenský, P. (1998): Model vzniku miocenních předhlubní na Ostravsku. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997, 65–66.
- Eliáš, M. – Pálenský, P. – Růžička, M. (2002): Litostratigrafie severomoravského miocénu a jeho litostratigrafická korelace s přilehlým miocénem v Polsku (karpatská předhlubeň). – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001, 22–24.
- Jurková, A. (1983): Stratigrafie, litologie a faciální vývoj karpatu. – In: Menčík, E. (ed.): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny, 174–181, Československá akademie věd Praha.
- Jurková, A. (1984): Staroštýrské a mladoštýrské příkrovy ve vztahu k miocenním sedimentům karpatské předhlubně na Ostravsku. – Sborník Geologického průzkumu Ostrava. 28, IV/1984. 121–130.
- Jurková, A. – Novotná, E. (1974): Facie a stavba karpatu na sv. Moravě. – Sborník Geologického průzkumu Ostrava. 7. XII/1974. 73–88.
- 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. ÚÚG, nakl. Čs. akademie věd. Praha.
- Pálenský, P. – Adámek, J. – Brzobohatý, R. – Hladilová, Š. – Jurková, Z. – Krásný, J. – Krejčí, O. – Pešek, J. – Šikula, J. – Švábenická, L. – Tomanová Petrová, P. (2010): Karpatská předhlubeň a neogén v jejím okolí. – In: Pešek, J. (ed.): Terciérní pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky, 301–311, Česká geologická služba Praha.
- Picha, F. J. – Stráník, Z. – Krejčí, O. (2006): Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Western Carpathians and Their Foreland, Czech Republic. – In: Golonka, J. – Picha, F. J. (eds): The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources. 49–177. Tulsa, Oklahoma, USA.
- Roth, Z., red. (1996): Geologická mapa ČR. Mapa předčtvrtohorních útvarů. Měřítko 1 : 200 000. List Ostrava-Strahovice. – Český geologický ústav a OT Kolín.
- Ślączka, A. (1977): Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG-1. – Kwartalnik geologiczny, 21, 404–405.
- Włosok, J. (2011): Vývoj mocností pokryvných útvarů karbonských sedimentů v české části hornoslezské pánve a jejím blízkém okolí. – MS, diplomová práce, VŠB – TU Ostrava, Hornicko-geologická fakulta, Institut geologického inženýrství.
- Włosok, J. – Jirásek, J. – Sivek, M. (2012): Metodika sestavení mapy mocností autochtonního badenského pokryvu na území české části hornoslezské a opavské pánve. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 1–2, 67–71.

# GEOLOGICKÉ VÝSLEDKY DOKUMENTACE ZÁŘEZŮ NA STAVBĚ SILNICE R48 MEZI RYCHALTICEMI A FRÝDKEM-MÍSTKEM

Geological results of documentation of the R48 road construction between Rychaltice and Frýdek-Místek

Miroslav Bubík

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: miroslav.bubik@geology.cz

(25-21 Nový Jičín)

**Key words:** Silesian Unit, Subsilesian Unit, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Quaternary

## Abstract

Road constructions of the R48 Highway enabled field observations of bedrock units hidden in the area between Rychaltice and Frýdek-Místek beneath extensive Quaternary cover. In the Subsilesian Unit following formations/members were documented: 1. Frýdek Fm. (Maastrichtian–Lower Eocene), 2. Frýdlant Fm. – variegated clays (Middle Eocene), 3. Menilite Fm. – Šitbořice Mb. (Upper Kiscelian). Two formations of the Silesian Unit were identified: 1. Hradiště Fm. (Barremian?), 2. Chlebovice Beds (Cenomanian). In the olistostrome enclosed in the Chlebovice Beds, small olistolith of Oxfordian limestone was proven biostratigraphically (foraminifers) among the frequent blocks of the Štramberk-type limestone.

## Úvod

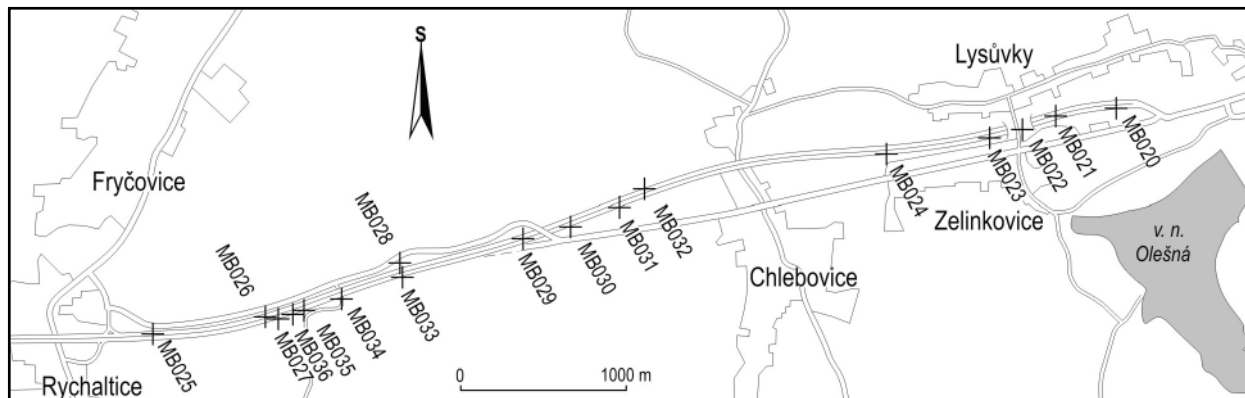
Výstavba rychlostní silnice R48 mezi Rychalticemi a Frýdkem-Místkem v roce 2011 byla spojena s rozsáhlými zemními pracemi, které umožnily cenná geologická pozorování. Silnice R48 má nahradit kapacitně nevyhovující I/48 v úseku dlouhém podle projektu 7137 m. V úseku mezi Rychalticemi a Chlebovicemi prochází koridorem stávající silnice, takže pro přeložení dopravy byla vybudována paralelní doprovodná komunikace. Dále k Frýdku-Místku trasa R48 prochází po polích mezi Chlebovicemi, Lysůvkami a Zelinkovicemi.

Z geologického hlediska se trasa R48 nachází v oblasti značně zakryté kvartérními sedimenty. Podloží kvartérního pokryvu jsou jednotlivé šupiny slezské a podslezské jednotky. Geologická mapa 1 : 50 000 ukazuje v celém úseku jediné výchozy předkvartérních litostratigrafických jednotek u Rychaltic (Roth 1989). Jedná se o bašské a chlebovické souvrství tvořící návrší s telekomunikační věží. Kvartérní sedimenty širšího okolí reprezentují především glaci-fluviální sedimenty sálského zalednění, eolické

sedimenty (sprašové hlíny), proluviální štěrky a deluviální sedimenty pleistocénu a holocénu derivované ze severních svahů Palkovických hůrek.

## Materiál a metodika

Dokumentace zářezů v roce 2011 byla provedena během návštěv v červnu, srpnu a prosinci. Odkryvy byly zaměřeny pomocí GPS a kompasem byla změřena vrstevnatost (viz tab. 1, obr. 1). Dále byla pořízena digitální fotodokumentace. Na některých odkryvech byla dokumentována vrstva po vrstvě. Pro stratigrafické zařazení sedimentárních jednotek byly odebrány mikropaleontologické vzorky a v některých případech i vzorky na petrografické či mineralogické zhodnocení. Mikropaleontologické vzorky byly plaveny v laboratoři ČGS v Brně na síť 0,063 mm. Z vápenců byla mikrofauna získána acetolýzou podle Lirera (2010). Dokladové vzorky hornin a fosilní materiál je součástí hmotné dokumentace ČGS v Brně.



Obr. 1: Situace dokumentačních bodů (odkryvů) na stavbě silnice R48. Zákres silnice podle projektové dokumentace.

Fig. 1: Situation of the studied outcrops at the R48 road constructions. Road redrawn from the technical project documentation.

dok. bod	jméno	souřadnice N	souřadnice E	litostratigrafie	vrstevnatost
MB020	Zelinkovice	49° 40' 05,4"	18° 18' 29,8"	frýdecké s.	
MB021	Zelinkovice	49° 40' 02,4"	18° 18' 11,4"	frýdecké s.	209/20
MB022	Zelinkovice	49° 40' 00,2"	18° 18' 00,7"	frýdecké s.	188/60
MB023	Zelinkovice	49° 39' 57,5"	18° 17' 51,0"	frýdecké s.	
MB024	Zelinkovice	49° 39' 52,2"	18° 17' 19,3"	kvartér	
MB025	Rychaltice	49° 39' 02,5"	18° 13' 34,6"	kvartér	
MB026	Rychaltice	49° 39' 08,0"	18° 14' 07,9"	chlebovické v.	
MB027	Rychaltice	49° 39' 07,8"	18° 14' 12,1"	chlebovické v.	210/18
MB028	Rychaltice	49° 39' 21,6"	18° 14' 48,8"	frýdlantské? s.	
MB029	Chlebovice	49° 39' 28,6"	18° 15' 27,0"	kvartér (hradištské s.)	
MB030	Chlebovice	49° 39' 32,6"	18° 15' 42,2"	menilitové s.	
MB031	Chlebovice	49° 39' 37,3"	18° 15' 57,5"	kvartér	
MB032	Chlebovice	49° 39' 40,8"	18° 16' 05,0"	kvartér	
MB033	Rychaltice	49° 39' 18,7"	18° 14' 49,9"	kvartér	
MB034	Rychaltice	49° 39' 13,1"	18° 14' 31,3"	frýdecké s.	165/45
MB035	Rychaltice	49° 39' 10,1"	18° 14' 19,9"	frýdlantské+frýdecké s.	191/42, 70/77
MB036	Rychaltice	49° 39' 09,0"	18° 14' 16,5"	hradištské+frýdlantské s.	

Tab. 1: Studované dokumentační body na stavbě silnice R48; GPS pozice a vrstevnatost (směr a velikost sklonu spádnic).

Tab. 1: Studied reference points at the R48 road constructions; GPS position and bedding (dip direction).

### Popis odkryvů na stavbě R48

**MB020 Zelinkovice.** Ve výkopu v koridoru silnice byly asi 2 m pod původní úroveň terénu odkryty zvrásněné zvětralé jíly porušené bazální plochou sesuvu. Šedé a hnědošedé, rezavě smouhované vápnité jíly s milimetrovými laminami pískovce obsahovaly ojedinělé nodule světle hnědého fosfátu. Planktonické foraminifery *Subbotina velascoensis* (Cush.), *S. hornibrooki* (Brön.), *Acarinina aquiensis* (L. et T.) a *Planorotalites pseudoscitula* (Glaes.) dokládají stáří nejvyššího thanetu až nejnižšího ypresu. Bentos je zastoupen aglutinovanými i vápnitými druhy. Sedimenty litologicky odpovídají frýdeckému souvrství.

**MB021 Zelinkovice.** Zářez na j. okraji koridoru silnice odkryl asi 5 m pod úroveň původního terénu šedé tmavě nejasně skvrnitě a laminované vápnité prachovité jíly až jílovce s destičkovitým rozpadem. Planktonické foraminifery *Chiloguembelina midwayensis* (Cush.), *Acarinina aquiensis* (L. et T.), *A. subsphaerica* (Subb.) a *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli) ukazují na střední až svrchní paleocén. Dále je přítomen smíšený foraminiferový bentos (vápnité a aglutinované druhy) a pyritová jádra diatom. Na základě litologie lze sedimenty zařadit k frýdeckému souvrství.

**MB022 Zelinkovice.** V ose koridoru silnice ve výkopu asi 7 m pod úroveň původního terénu byly odkryty šedé prachovité a slídnaté jíly až jílovce místy s 1–10 mm laminami šedých jemno- až střednozrnných vápnitých pískovců s bioturbací na vrstevních plochách (*Chondrites*, *Planolites*). Planktonické foraminifery *Parasubbotina inaequispira* (Subb.) a *Igorina tadjikistanensis* (Byk.) dokládají bázi ypresu. Doprovází je smíšený foraminiferový bentos. Litologicky odpovídají tyto sedimenty frýdeckému souvrství.

### MB023 Zelinkovice.

Na j. okraji koridoru silnice mezi betonovými piloty pilotové stěny byly odkryty v hloubce 2 až 4 m zvrásněné jíly s budinami pískovců. Šedé a zelenavě šedé vápnité prachovité jíly a do 2 cm mocné polohy šedého, hnědošedě navětralého středno až hrubozrnného vápnitého pískovce patří k frýdeckému souvrství. Foraminifery *Abathomphalus mayaroensis* Bolli a *Planoglobulina brazoensis* Mart. dokládají stáří svrchního maastrichtu.

### MB024 Zelinkovice.

Na j. okraji koridoru silnice byl výkopem v hloubce asi 2 m pod úroveň původního

terénu odkryt horizont tmavě hnědého organického/jílovitého sedimentu překrývajícího zelenavě šedý nevápnitý prachovitý jíl. Tmavě hnědý sediment obsahuje místy hojný fyto-detrit (úlomky dřeva a větviček) a představuje pravděpodobně sediment sesuvného jezírka nebo mokřadu. Zelenavě šedý jíl poskytl foraminiferovou faunu s *Caudamina ovuloides* (Grzyb.) a „*Hormosina velascoensis* (Cush.), která dovoluje stratigrafické zařazení v rámci svrchní křídly až paleocénu. Jíly představují deluviální sediment vzniklý redepozicí jílovitých sedimentů frýdlantského souvrství.

**MB025 Rychaltice.** Zářez 1,5 m vysoký mezi novou doprovodnou komunikací a původní silnicí I/48 odkryl pod ornici světle šedohnědé hlinité šterky. Šterky obsahují převážně subangulární až subovální klasty pískovců lokálního původu (pravděpodobně chlebovické vrstvy nebo bašské souvrství) a dále i valouny eratických hornin tvořících přibližně 5%. Valouny eratických hornin pocházejí pravděpodobně z erodovaných glaci-fluviálních sedimentů sálského(?) zalednění rozšířených např. v jz. okolí Rychaltic (Roth 1989). Byly zjištěny následující typy eratik (makroskopická determinace D. Nývlt):

- 1) piterlitický granit (jz. Finsko, Åland),
- 2) granity ze skupiny TIB,
- 3) křemenný porfyr z rapakivického masivu (jz. Finsko, Åland),
- 4) Bredvad porfyr (Dalarna – Švédsko),
- 5) Oxåsen (nebo Nymåla) porfyr (Dalarna – Švédsko),
- 6) Grönklitt porfyr (Dalarna – Švédsko nebo Botnický záliv),
- 7) Flammenpegmatit (Småland – j. Švédsko),
- 8) migmatit/rula (TIB, Småland – j. Švédsko),
- 9) jotnický pískovec (Dalarna – Švédsko nebo Botnický záliv),
- 10) drobnozrnný oligomiktní slepenec (nespecifický, Polsko?, Švédsko?, kambrium Českého masivu?),

11) „sudetský porfyr“ (perm okolí Walbrzychu, Polsko),

12) pazourek (pravděpodobně oblast ostrova Rujána),

13) rohovec (?křída Polska),

14) smetanově bílá jemnozrná nevápnitá hornina s ostrakody a akcesorickým glaukonitem (odvápněná opuka? silicifikovaná křída? – původ neznámý).

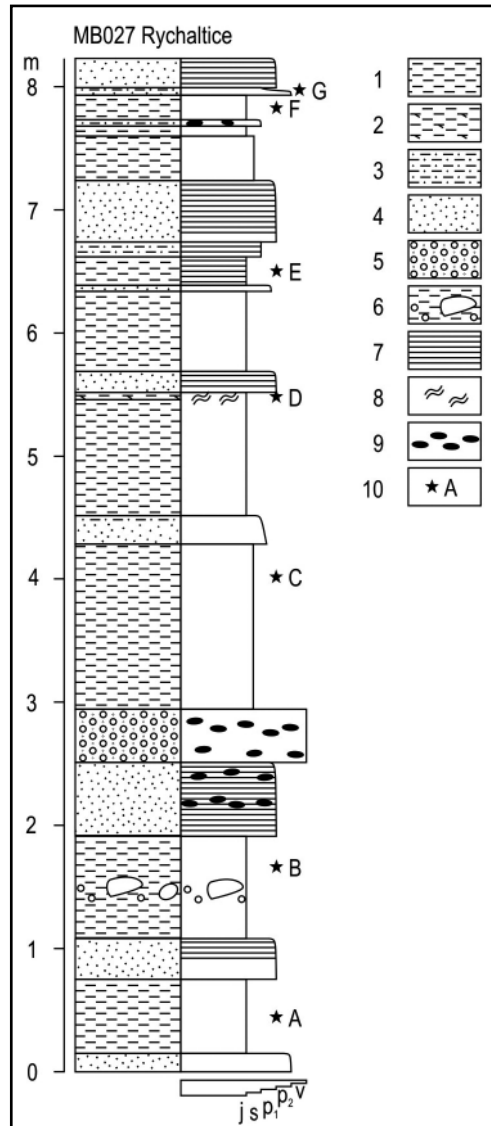
**MB026 Rychaltice.** Volný olistolit jurského vápence na povrchu mezi původní silnicí I/48 a doprovodnou komunikací. Olistolit má 2 m v průměru a je dobře opracovaný (subovální). Je to šedý biomikritický vápenec se sporadickými bioklasty (houby, hermatypní koráli, belemnity). Lokálně byly v bloku pozorovány 3–4 cm rytmické sety tvořené mikritem a kalciarenitem. V prohlubních povrchu byly zjištěny zbytky černošedého vápenného jílovce a na jiném místě šedého střednozrného pískovce s příměsí valounů, což reprezentuje matrix olistostromy chlebovických vrstev, ze kterých olistolit pochází. Nedaleko v zářezu staré silnice byla odkryta olistostroma s bloky vápence až 7 m v průměru (MB027).

Jílovce z obalu olistolitu obsahovaly foraminifery *Pseudonodosinella troyeri* (Tapp.), *Plectorecurvoides irregularis* Ger., *Marssonella oxycona* (Rss.), *Falsogaudryinella tealbyensis* (Bart.), *Haplophragmoides pseudokirki* (Krash.) aj. Patrně představují směs druhů ze spodní a svrchní křída, která se často vyskytuje v chlebovických vrstvách.

Z vápence olistolitu byla acetolýzou získána mikrofauna foraminifer s *Trocholina nodulosa* S. et S., *Spirillina concava* (Gümb.), *Paalzowella seiboldi* Lutze, *P. elevata* (Paalz.), *Lenticulina hebetata* (Schwag.), *Lenticulina rotulata* (Lam.), *Astacolus* sp., *Eoguttulina* sp. a *Globuligerina?* sp. Tato fauna ukazuje na oxfordské stáří.

**MB027 Rychaltice.** Do podzimu 2011 vyčníval ze zářezu staré silnice výrazný olistolit jurského vápence o průměru přibližně 7 m. Bělavě šedý biodetritický vápenec (kalcirudit) obsahoval hojné úlomky korálů, houby (*Thalamopora zitteli* Z.), brachiopody aj. Vápenec připomínal štramberské vápence. Na rozdíl od nich ale měl brekciovitě enklávy hojně vyhojené hnědošedým rohovcem, což je pro štramberské vápence prakticky neznámý jev.

V souvislosti s rozšiřováním silničního koridoru byl koncem roku zmíněný olistolit odtěžen a v nově vzniklém zářezu byla odkryta čočkovitá olistostroma s několika metrovými bloky vápenců a černošedou jílovitou matrix. V jílovité matrix byly zjištěny aptychy a rostra belemnitů z různých úrovní spodní křída až cenomanu (Z. Vašíček, ústní sdělení). Tmavě hnědošedé vápenné prachovité jílovce z podloží olistostromy obsahovaly foraminifery



Obr. 2: Litologie a sedimentologie chlebovických vrstev u Rychaltic (MB027). Litologie: 1 – tmavošedé a šedé jílovce, 2 – zelenavě šedý skvrnitý jílovec, 3 – prachovec, 4 – pískovec, 5 – slepenec, 6 – diamiktit (valounový jílovec); textury aj.: 7 – planární laminace, 8 – bioturbace, 9 – závalky jílovců, 10 – mikropaleontologický vzorek; granulometrie: j – jíl, s – prach, p<sub>1</sub> – jemnozrný písek, p<sub>2</sub> – střednozrný písek, v – šterk.

Fig. 2: Lithology and sedimentology of the Chlebovice Beds near Rychaltice (MB027). Lithology: 1 – dark grey and grey claystones, 2 – greenish grey mottled claystone, 3 – siltstone, 4 – sandstone, 5 – conglomerate, 6 – diamictite (pebbly mudstone); textures etc.: 7 – planar lamination, 8 – bioturbation, 9 – claystone, 10 – micropaleontological sample; granulometry: j – clay, s – silt, p<sub>1</sub> – fine sand, p<sub>2</sub> – medium sand, v – gravel.

*Osangularia insignis secunda* D., *Heterohelix* cf. *globulosa* (Ehr.), *Gyroidinoides* cf. *globosus* (Hag.), které svědčí pro cenomanské stáří. Některé vápence v olistostromě jsou velmi podobné štramberským vápencům a obsahují bohatou faunu pectenidních mlžů, dicerasů, korálů, brachiopodů, hub aj. Vyskytl se i blok šedého brekciovitého vápence (sedimentární brekcie) s angulárními klasty různých vápenců, slínovců, závalky černošedých jílovců, drtí ostnokožců a valounky křemene.

Olistostroma asi 30 m dále k Z laterálně přechází do černošedých jílovců s vložkami vápenných pískovců a slepenců. Do nadloží pak tato sekvence postupně přechází do turbiditního sledu s převahou planárně tmavě laminovaných světle šedých jemnozrných vápenných pískovců (obr. 2). Ačkoli by se turbiditní sled dal logicky pokládat za bázi bašského souvrství (viz mapa Roth 1989), pískovce se liší od typických bašských. Neobsahují glaukonit ani pásy spongolitového rohovce, ale spíše mikrozávalky černošedých pelitů, které jsou odpovědné za tmavou laminaci. Turbiditní sled je proto ještě spíše součástí chlebovických vrstev. Ve vložce zelenošedého skvrnitého jílovce byla zjištěna foraminifera *Pseudoclavulina carinata* Neagu dokládající cenomanské stáří (resp. mladší).



**MB028 Rychaltice.** Ve výkopu hlubokém asi 2 m u doprovodné komunikace za motorestem byly pod 260 cm hlinito-kamenitého deluvia odkryty tmavošedé nevápnité prachovité jíly. Obsahovaly aglutinované foraminifery *Rzehakina fissistomata* (Grzyb.), *Caudamina ovuloides* (Grzyb.), *Conotrochammina cf. whangaia* Finl. a *Praesphaerammina* sp. dokládající paleocén. Pravděpodobně se jedná o frýdlantské souvrství.

**MB029 Chlebovice.** Jižní zářez koridoru doprovodné komunikace u silničního přemostění odkryl nepravidelně čočkovité akumulace kamenito-jílovitých svahových sedimentů s ostrohrannými úlomky lavic laminovaných šedých jemnozrnných vápnitých pískovců, podřízeně valouny a opracovanými bloky jurských vápenců a světle šedými plastickými jíly jako matrix. Mezi dvěma akumulacemi těchto sedimentů byla pozorována čočkovitá poloha tmavě šedohnědého vápnitého jílovce s původními sedimentárními texturami zachovanými alespoň ve střípcích. Jílovce obsahovaly společenstvo foraminifer „*Rhizammina*“ sp., *Sorosphaera* sp., *Hippocrepina depressa* Vaš., *Hyperammina gaultina* Dam, *Eobigennerina variabilis* (Vaš.), „*Trochammina*“ *vocontiana* Moul., podobné barremským společenstvům hradištského souvrství.

**MB030 Chlebovice.** V j. zářezu koridoru silnice byly pod nepřiliš mocnými svahovými kamenitými hlínami odkryty šitbořické vrstvy menilitového souvrství (podslezská jednotka). Převažovaly černošedé nevápnité i vápnité jílovce, místy lupenitě rozpadavé, se zbytky ryb. Lokálně se vyskytovaly horizonty světle šedých laminovaných kokolitových slínů až vápenců, které by se daly petrograficky označit jako kokolitová křída. Tyto horizonty charakterizuje masový výskyt planktonu *Tenuitellinata angustiumbilitata* (Bolli) s doprovodem *Tenuitella munda* (Jenk.), *T. liverovskae* (Byk.) a *Chiloguembelina cubensis*

(Palm.). V nejvyšší části sledu se objevily vložky světle zelenošedého vápnitého jílu a lavice do 12 cm rezavě zvětralého pelokarbonátu, což jsou všechno horniny typické pro šitbořické vrstvy (viz obr. 3). Jíly a jílovce obsahovaly foraminiferový plankton *Globigerina praebulloides* Blow, *Globoturbotalita ouachitaensis* (H. et W.) a chudý bentos s *Bolivina crenulata* Cush., cibicidy, astrorhizidy aj. Nalezené skelety a šupiny ryb patřily podle R. Gregorové (ústní sdělení) blíže neurčeným perciformním a clupeidním druhům a treskovitým (*Palaeogadus* sp.).

**MB031 Chlebovice.** V j. zářezu koridoru silnice vysokém až 8 m byly odkryty akumulace starých sesuvů velkých rozměrů. Akumulace byly tvořeny několik m mocnými zvlněnými tělesy diamiktitů (píščito-jílovité šterky). V psefitické frakci diamiktitů jsou velice hojné spongolitické rohovce, jemnozrnné glaukonitické pískovce a prachovce. Toto složení svědčí pro zdroj diamiktitů v sedimentech bašského souvrství. V jejich podloží lokálně vystupovaly šedé plastické prachovité jíly s tenkými čočkami diamiktitu (kamenitého jílu) a organického sedimentu (černohnědý prachovitý oxyhumolit s hojným fyto-detritem pocházejícím převážně z dřevin).

**MB032 Chlebovice.** V s. zářezu koridoru silnice vysokém asi 3 m byly odkryty obdobné diamiktity jako na MB031. V jejich nadloží se nachází několik metrů mocná akumulace organických sedimentů obdobného charakteru jako na MB031. Mocnost poloh diamiktitů i organických sedimentů narůstá stejným směrem, což indikuje synsedimentární deformaci podloží pravděpodobně v důsledku svahového pohybu.

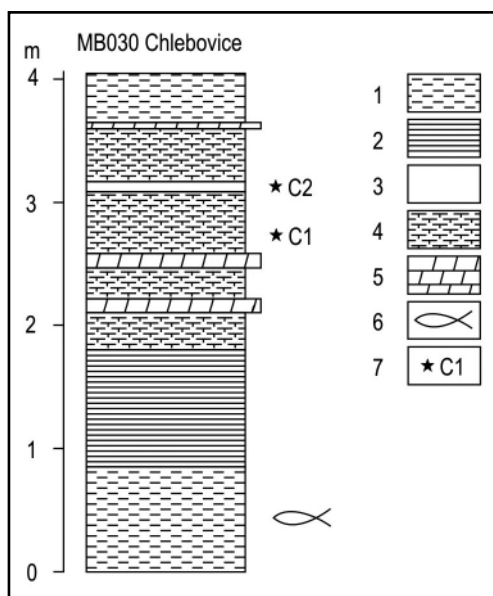
**MB033 Rychaltice.** V j. zářezu koridoru silnice u motorestu byla odkryta čočkovitá poloha plastických světle šedých a hnědošedě smouhovaných nevápnitých jílu uvnitř hlinitých šterků s angulárními úlomky i valouny flyšových pískovců. Šterky i jíly představují středněpleistocenní proluviační sedimenty (Roth 1989). Jíly obsahovaly velmi hojné jehlice hub a foraminifery „*Rhizammina*“ sp., *Psammosphaera irregularis* (Grzyb.), *Hippocrepina depressa* Vaš., *Eobigennerina variabilis* (Vaš.), *Pernerina depressa* (Pern.). Tato mikrofauna představuje pravděpodobně směs (pseudoasociaci) druhů z chlebovických vrstev a bašského souvrství.

**MB034 Rychaltice.** V příkopu obslužné komunikace podél j. okraje koridoru silnice byly odkryty zvětralé šedé a šedohnědé vápnité prachovité jíly obsahující lokálně nahloučení lamin a neprůběžných čoček světle šedého jemnozrnného pískovce se zuhelnatělým fyto-detritem a slídou. Foraminifery *Globotruncana arca* (Cush.), *Globotruncanella petaloidea* (Gand.), *Rugoglobigerina pennyi* Brön. dokládají stáří v rozsahu vyšší campan až maastricht, což

Obr. 3: Litologie šitbořických vrstev menilitového souvrství podslezské jednotky u Chlebovic (MB030). Litologie: 1 – tmavošedé a hnědé jílovce, 2 – tmavě hnědošedý lupenitě rozpadavý jílovec, 3 – světle zelenošedý vápnitý jíl, 4 – šedohnědý jílovec s mikropelety kokolitové křída, 5 – rezavě zvětralý pelokarbonát, 6 – zbytky ryb, 7 – mikropaleontologické vzorky.

Fig. 3: Lithology of the Šitbořice Member of the Menilite Formation, Sub-silesian Unit near Chlebovice (MB030). 1 – dark grey and brown claystones,

2 – dark brown-grey claystone (papershale), 3 – light green-grey calcareous clay, 4 – grey-brown claystone with micropelets of nannochalk, 5 – rusty weathered pelocarbonate, 6 – fish remains, 7 – micropalaeontological sample.



řadí jíly k frýdeckému souvrství. Na v. konci zářezu byly odkryty střípky černošedých jílovců s žilkami kalcitu, které by mohly patřit k hradištskému souvrství nebo chlebovic-kým vrstvám.

**MB035 Rychaltice.** V j. zářezu koridoru silnice vysokém asi 6 m byly odkryty pod svahovinami pestré jíly frýdlantského souvrství v tektonickém kontaktu s šedými jílovcem a pískovci frýdeckého souvrství v délce 32 m. Pestré vápnité jíly charakterizuje střídání červeno-hnědých a světle zelenošedých pruhů mocných 5 až 30 cm, popřípadě zcela převládají zelenošedé. Pestré jíly poskytly foraminifery *Morozovella subbotinae* (Moroz.), *M. formosa* (Bolli), *Subbotina eoacaena* (Gümb.), *S. corpulenta* (Subb.), *Chiloguembelina wilcoxensis* (C. et P.), které představují směs druhů spodního a středního eocénu. V pestrých jílech byla pozorována tektonická šupina šedého jílu uzavírající čočku šedého drobnozrnného vápnitého slepence s úlomky koralinních řas a měkkýši. Směrem k J se pestré jíly tektonicky stýkaly s šedými vápnitými jílovcem a světle šedým, tmavě laminovaným jemnozrnným pískovcem (frýdecké souvrství). Jílovce uzavíraly čočkovitou konkreci hnědošedého rozpadavého pelosideritu. Foraminifery *Globotruncanella petaloidea* (Gand.), *Globotruncana rose-tta* (Cars.) a *Pseudotextularia intermedia* Klasz dokládají maastrichtské stáří.

**MB036 Rychaltice.** V j. zářezu koridoru silnice byly zastíženy tmavě šedé vápnité jílovce lokálně s čočkami šedého prachovitěho pískovce. Jílovce obsahovaly foraminifery „*Rhizammina*“ sp., *Hippocreppina depressa* Vaš., *Ammobaculites reophacoides* Bart., *Eobigenerina variabilis* (Vaš.), *Laevidentalina* spp., *Astacolus* sp., *Lenticulina* sp., *Citharina* sp., podobné společenstvům barremu–aptu hradištského souvrství. Ojedinele byla v tmavošedých jílovcích pozorována jen asi 15 cm mocná tektonická šupina šedočerveného jílu představující útržek pestrých vrstev frýdlantského souvrství. Asi 14 m západně byly v zářezu

pozorovány tektonicky prohnětené a drčené tmavošedé slabě vápnité jílovce a světle zelenošedé vápnité jíly. Z této tektonické směsi byly získány eocenní foraminifery *Turbotalia frontosa* (Subb.), *Acarinina bullbrookii* (Bolli), *A. wilcoxensis* (C. et P.) a *Ammodiscus latus* (Grzyb.), takže lze jílovec zařadit k frýdlantskému souvrství.

### Závěry

Odkryvy na stavbě silnice R48 umožnily pozorování křídových a paleogenních souvrství slezské a podslezské jednotky, která jsou v oblasti s. úpatí Palkovických hůrek většinou zakryty mocným kvartéerním pokryvem.

V rámci podslezské jednotky byly doloženy následující části vrstevního sledu:

- 1) šedé vápnité prachovité jíly a jílovce s polohami pískovců (maastricht–spodní eocén; frýdecké s.),
- 2) pestré vápnité jíly (střední eocén; frýdlantské souvrství),
- 3) hnědošedé jílovce s horizonty kokolitové křídly a pelokarbonáty (šitbořické vrstvy menilitového souvrství; svrchní kiscell).

V rámci slezské jednotky (v bašském vývoji) byly doloženy:

- 1) tmavě šedohnědé vápnité jílovce (barrem?; hradištské souvrství),
- 2) tmavě hnědošedé vápnité jílovce, olistostromy a jílovco–pískovcový flyš (cenoman; chlebovicé vrstvy).

Překvapením byl mikropaleontologicky doložený oxfordský vápenec tvořící olistolit v chlebovicých vrstvách.

V kvartéru v trase stavby R48 byly dokumentovány glaci-fluviální šterky s eratiky a rozsáhlá akumulace sesuvu s organickými sedimenty z. od Chlebovic.

### Poděkování

*Firmě Skanska a. s. patří dík za povolení vstupu na stavbu. Dokumentace profilů a vyhodnocení vzorků bylo provedeno v rámci činnosti oblastního geologa ČGS a grantového projektu GAČR č. P210/10/0841.*

### Literatura

- Lirer, F. (2000): A new technique for retrieving calcareous microfossils from lithified lime deposits. – *Micropaleontology*, 46, 4, 365–369.
- Roth, Z. (1989): Geologická mapa ČSR 1 : 50 000, list 25-21 Nový Jičín. – Ústřední ústav geologický Praha.

# KŘÍDOVÉ SEDIMENTY U PŘIBYSLAVI

Cretaceous deposits near Příbyslav

Jan Juráček

Muzeum východních Čech v Hradci Králové, Eliščíno nábřeží 465, 500 03 Hradec Králové; e-mail: j.juracek@muzeumhk.cz

(23-22 Žďár nad Sázavou)

**Key words:** Bohemian Cretaceous Basin, Příbyslav, sandstones, limestones, claystones

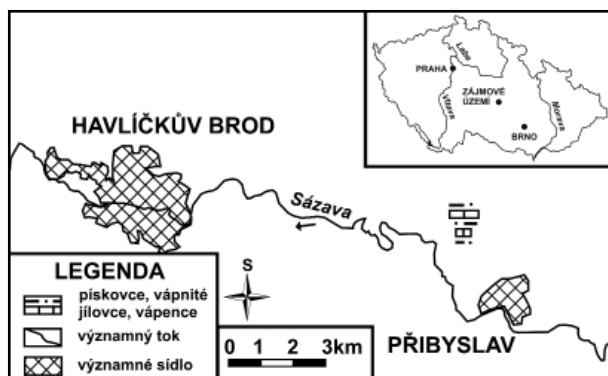
## Abstract

Cretaceous silicious sandstones, limestones and claystones mostly as pebbles in the topsoil were determined during geomorphological mapping near the town Příbyslav in the Bohemian-Moravian Uplands. Biomicrotic limestones are characterized by wavy bedding and fragments of Algae, Bryozoa and identified tests of Ostracoda. Pebbles more likely form a component of the relics of terraces of the Sázava River.

## Úvod

Cílem této nálezné zprávy je charakterizovat lokalitu křídových sedimentů s. od osady Keřkova sz. od města Příbyslavi na Českomoravské vrchovině (obr. 1). Podle dosavadních geologických map této oblasti (Stárková – Skácelová 1998, Štěpánek et al. 2008) se v tomto území křídové sedimenty nenalézají. V rámci geomorfologického mapování severní části Jihlavsko-sázavské brázdy (Juráček 2003) však byly v ornici nalézány úlomky pískovců, vápenců a vápnitých jílovců. Malkovský et al. (1974) v tomto regionu předpokládal dosah svrchnokřídové transgrese, ale žádnou lokalitu křídových sedimentů neuvedl. Na paleogeografických mapách v tomto území zakreslil rozšíření svrchnocenomanských psamitů a spodnoturonských vápnitých jílovců.

Velikost nalezených úlomků sedimentů z ornice dosahuje v nejdělsí ose max. 7 cm. Bílé až bělošedé křemité pískovce jsou jemně až středně zrnité, mají masivní charakter s náznaky hrubě laminární vrstevnatosti a horizontálního až mírně zvlňeného zvrstvení. Místa obsahují zelený glaukonit. Fosilie v nich nebyly nalezeny. Vápence jsou bílé až světlešedé, biomikritické, se zřetelnými bělavými bioglyfy a ojedinělými polohami prachovců. Byly v nich determinovány zelené řasy, mechovky a otisky schránek ostrakodů. Na vápencích je místy zřetelná jemně i hrubě laminární vrstevnatost a zvlňené zvrstvení. Světle šedé, slabě okrové až nažloutlé jemnozrné vápnité jílovce jsou slabě písčité. Byly v nich nalezeny převážně monoaxiální jehlice křemitých mořských hub – spongility, u některých se zřetelným středovým kanálkem. Na hornině jsou místy patrné shluky jehlic – spongolity, které jsou typické pro křídové horniny. Na některých spongolitech však již není struktura jehlic patrná, proto lze předpokládat, že  $\text{SiO}_2$  byl zčásti akumulován při rozkladu jehlic vlivem diagenese. Na vápnitých jílovcích je očividná hrubě laminární vrstevnatost a horizontální nebo zvlňené zvrstvení se symetrickými i asymetrickými laminami. Na vzorcích vápenců a vápnitých jílovců je zřejmé opracování proudící vodou do podoby různě dokonale zaoblených valounů.



Obr. 1: Poloha zájmového území.

Fig. 1: Location of interested area.

## Výzkum

Lokalita byla opětovně ověřena v roce 2008. Roku 2012 byly uskutečněny prvotní makropetrografické vyhodnocení a mikroskopická analýza pomocí binokulárního mi-

## Diskuze a závěry

Nálezy biomikritických vápenců a charakter převážně zvlňeného příp. horizontálního zvrstvení s místy asymetrickým uspořádáním lamin by mohly nasvědčovat na význam proudění a vlnění tzn. na relativní blízkost pevniny. V jz. části výskytu sedimentů jsou jejich úlomky a valouny v ornici smísены s valouny hornin krystalinika, zejména křemene, pararu a migmatitů. Byly zde nalezeny také železovce (Pokorný 1964). Mohlo by se tak jednat o zbytky příbojové facie a nasvědčovat možné existenci os-

trovní elevace, obdobně jako na vrchu Kaňk u Kutné Hory, kde spodnoturonské moře transgredovalo na kutnohorské krystalinikum (např. Eliáš – Zelenka 2002). Touto ostrovní elevací by hypoteticky mohl být současný Friedlerův kopec (614 m) jv. od Chotěboře, Duškův kopec (539 m) jv. od Havlíčkova Brodu či kopce v ranské oblasti, např. Henzlička (692 m). Valouny však spíše představují residua říčních teras řeky Sázavy. Jejich absolutní (505–515 m) a relativní (70–80 m) výšková poloha nad korytem Sázavy je korelovatelná s reliktami neogenních fluvialních sedimentů řeky

Šlapanky jv. od Havlíčkova Brodu a Sázavy v okolí Světlé nad Sázavou a Ledče nad Sázavou, kterými se v rámci výzkumu terasového systému Sázavy zabýval např. Balatka et al. (2010). Zdrojovou oblastí valounů sedimentů byla nejspíše j. část křídové oblasti tzv. Dlouhé meze v okolí Žďáru nad Sázavou.

Názor, že by nálezy těchto sedimentů mohly představovat antropogenní uložení pro účely vápnění polí je s ohledem na velikost úlomků a nálezy křemitých pískovců méně pravděpodobný.

#### Literatura

- Balatka, B. – Gibbard, P. L. – Kalvoda, J. (2010): Morphostratigraphy of the Sázava river terraces in the Bohemian Massif. – *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 45, 1, 3–34.
- Eliáš, M. – Zelenka, P. (2002): Uložení z gravitačních proudů v příbojové facii české křídové pánve. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001*, 25–26.
- Juráček, J. (2003): Geomorfologické mapování severní části Jihlavsko-sázavské brázdy. – MS, mapa archiv autora, Havlíčkův Brod.
- Malkovský, M. – Benešová, Z. – Čadek, J. – Holub, V. – Chaloupský, J. – Jetel, J. – Mašín, J. – Müller, V. – Pošmourný, K. – Tásler, R. – Vavřín, I. (1974): Geologie české křídové pánve a jejího podloží. – Ústřední ústav geologický Praha.
- Pokorný, J. (1964): Závěrečná zpráva o vyhledávacím průzkumu Pb-Zn ložisek havlíckobrodského rudního uzlu. – MS, závěrečná zpráva, Česká geologická služba-Geofond.
- Stárková, I. – Skácelová, D. (1998): Soubor geologických a účelových map ČR. Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 23-22 Žďár nad Sázavou. – Český geologický ústav Praha.
- Štěpánek, P. – Břízová, E. – Fűrých, V. – Hanžl, P. – Kadlecová, R. – Kirchner, K. – Lhotský, P. – Lysenko, V. – Pertoldová, J. – Roštnínský, P. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Verner, K. – Vít, J. (2008): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s Vysvětlivkami, 23-223 Přibyslav. – Česká geologická služba Praha.

# FERRIERIT-Mg Z KALCITOVÉ ŽÍLY V MONCHIQUITU NA LOKALITĚ ŽILINA U NOVÉHO JIČÍNA (SLEZSKÁ JEDNOTKA, VNĚJŠÍ ZÁPADNÍ KARPATY)

Ferrierite-Mg from calcite vein hosted by monchiquite at Žilina near Nový Jičín (Silesian Unit, Outer Western Carpathians)

Tomáš Urubek<sup>1,2</sup>, Zdeněk Dolníček<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 386921@mail.muni.cz

<sup>2</sup> Katedra geologie PŘF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

(25-15 Nový Jičín)

**Key words:** Silesian Unit, ferrierite, chemical composition, monchiquite, Nový Jičín

## Abstract

Studied locality is situated in western part of the Silesian Unit of the Outer Western Carpathians. In an abandoned monchiquite quarry at Žilina village near Nový Jičín NW-SE-trending calcite veinlet containing ferrierite-Mg has been found. Ferrierite-Mg forms colorless to red aggregates of acicular crystals about 400 μm in size. Fluid inclusions hosted by younger vein calcite showed low both homogenization temperatures (90–130 °C) and salinities (0.5–2.6 wt. % NaCl eq.). These data are consistent with vein formation during the later stage of postmagmatic hydrothermal alteration. The hydrothermal solutions represented mixed heated seawater and diagenetic water pointing to an open-system hydrothermal circulation during this stage.

## Úvod

Zeolity jsou výjimečnou skupinou tektosilikátů, která se od ostatních zástupců této třídy vymezuje svými charakteristickými vlastnostmi. Za typický znak těchto alumosilikátů můžeme považovat charakter jejich vnitřní stavby, která je založena na prostorově uspořádaných tetraedrech SiO<sub>4</sub> a AlO<sub>4</sub>, jež jsou navzájem propojeny přes vrcholové atomy kyslíku. Prostorové propojení tetraedrů vytváří síť vzájemně spojených dutin a kanálů, které obsahují nepříliš pevně vázané nebo volné molekuly vody a kationty alkalických kovů a kovů alkalických zemin. Toto vnitřní uspořádání uděluje zeolitům mimořádné absorpční vlastnosti a schopnost výměny kationtů. Pro tyto chemické a fyzikální vlastnosti jsou dnes zeolity žádanou a vyhledávanou nerostnou surovinou (Skála 1996, Nesse 2000).

Pro geologickou stavbu slezského příkrovu je charakteristická přítomnost vulkanických hornin pikrit-těšínitové asociace, které tvoří plošně většinou malé výskyty asociované s jílovcí svrchní části těšínsko-hradištského souvrství (Menčík et al. 1983). Tyto horniny, jejichž stáří odpovídá spodní křídě (berrias-apt) (Lucińska-Anckiewicz et al. 2002), označil Šmíd (1962) za produkt podmořských subvulkanických intruzí a výlevů alkalického až alkalicko-vápenatého magmatu na mořské dno. Podle Dostala a Owena (1998) spadají vyvřelé horniny těšínitové asociace do skupiny vnitrodeskových alkalických bazaltů. Během postmagmatických alterací bylo v důsledku serpentinizace, chloritizace, silicifikace, karbonatizace a zeolitizace částečně až úplně zastřeno výchozí minerální složení hornin a starší minerály byly nahrazeny nerostnou asociací bohatou na vodu (chlorit, minerály serpentínové skupiny, analcim, zeolity...) i minerály bezvodými (karbonáty, křemen) (Menčík et al. 1983).

Dosavadní výzkum zeolitů křídových vulkanických hornin slezské jednotky ukazuje, že zeolity – analcim,

heulandit, ferrierit, harmotom, natrolit – vyplňují spolu s karbonáty pukliny a mandle zejména v horninách skupiny pikritu. Jejich geneze je spojována s nejposlednějším projevem postmagmatické hydrotermální aktivity (Pacák 1926, Kudělásková et al. 1990, Smutný 1998, Dolníček et al. 2010).

Tento příspěvek si klade za cíl rozšířit znalosti o výskytu a chemismu zeolitů ve vulkanitech slezské jednotky o nový nález, uskutečněný v opuštěném lomu u Žiliny.

## Metodika

Chemická analýza zeolitu byla provedena elektronovou mikrosoudou CAMECA SX 100 na pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy PŘF MU a ČGS v Brně. Analýzy byly provedeny P. Gadasem ve vlnově disperzním analyzátoru (WDA). Pro analyzovaný zeolit bylo použito urychlovací napětí 15 kV, proud 10 nA a průměr elektronového svazku 5 μm. Jako standardy byly použity syntetické fáze a dobře definované minerály. Vzorky pro mikrotermometrické studium fluidních inkluzí (štěpné úlomky kalcitu) byly studovány na zařízení Linkam THM-SG 600 na katedře geologie PŘF UP v Olomouci. Přístroj byl kalibrován anorganickými standardy a syntetickými fluidními inkluzemi na teploty od -56,6 do 374,1 °C. Salinita fluid byla počítána podle Bodnara (1993).

## Výsledky a diskuze

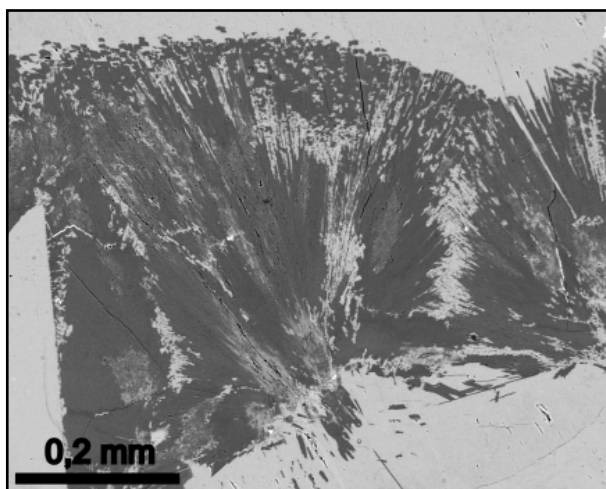
Studovaná lokalita se nachází v s. části Podbeskydské pahorkatiny, cca 300 m v. od hlavní silnice procházející obcí Žilina (silnice mezi N. Jičínem a Mořkovem) na zelené turistické značce vedoucí z obce do Štramberka (GPS souřadnice lokality jsou 49°34,527'N a 18°02,788'E). Jedná se o menší opuštěný stěnový lom (délka 30 m, výška 5 m), v němž vystupuje subhorizontálně uložená ložní žíla horniny těšínitové skupiny. Ve svrchní části výchozu je

patrný nadložní kontakt žilné intruze vulkanitu s okolními modrošedými jílovcí těšínsko-hradištského souvrství. Kontaktní lem se v sedimentární hornině vyznačuje výskytem porcelanitu světle šedé barvy o malé mocnosti (do 5 cm). Pro absenci podložního kontaktu nemohla být stanovena pravá mocnost intrudujícího tělesa.

Nezvětralé vzorky horniny se vyznačují makroskopicky zelenošedou až tmavošedou barvou, jemně až středně zrnitou strukturou. Tato zrnitost hrubne se vzrůstající vzdáleností od kontaktu s okolními sedimenty. Na povrchu vulkanit zvětrává v rezavě hnědou drť a vyniká silným mechanickým porušením (rozpuštění). Ve výbrusech byly viditelné četné vyrostlice pyroxenu a amfibolu ve sklovité základní hmotě. Amfibol vytváří sloupcovité krystaly červenohnědé barvy se zřetelným pleochroismem, zatímco zrna pyroxenu vykazují světle zelenou barvu a pleochroismus. Oba minerály jsou postíženy chloritizací. Na stavbě základní hmoty se podílí četná nepravidelná zrnka opakních minerálů a zejména lupínky chloritu o velikosti cca 0,01 mm, díky kterým získává matrix horniny světle zelenou barvu. V mnohem menší míře je v hornině zastoupen i biotit světle hnědé barvy, rovněž chloritizovaný. Na základě stavebních znaků i minerálního složení můžeme horninu typově zařadit do monchiquitové skupiny vulkanitů těšínské asociace (Kudělásková 1987, Hovorka – Spišiak 1988). Novojičínsko spadá do oblasti, na jejíž geologické stavbě se podílí právě tento typ horniny (Buriánek 2010).

Výchoz je pronikán dvěma systémy hydrotermálních žil, které jsou vyplněny mléčně bílým kalcitem. Vyhojené pukliny dosahují mocnosti od 0,3 do 1,5 cm a nabývají směru SZ–JV a SV–JZ s poměrně strmým úklonem (70 až 85°) k JZ, resp. SZ. Oba systémy žil, u nichž na výchozu není čitelný jejich vzájemný sukcesní vztah, jsou charakteristické minimálními variacemi jejich sklonu a směru.

Zeolit nalezený ve spodní části lomu narůstá v asociaci s kalcitem na stěnu hydrotermální žíly směru SZ–JV. Ve výbrusu vytváří bezbarvé či načervenalé jehlicovité radiálně paprscité agregáty (obr. 1) o velikosti cca 1 až



Obr. 1: Radiálně paprscitý agregát růstově zonálního ferrieritu v BSE snímku. Foto P. Gadas.

Fig. 1: Spherulitic aggregate of zoned ferrierite in BSE image. Photo by P. Gadas.

1,5 mm a je provázen drobnými xenomorfními zrny mléčně bílého kalcitu. Červené zbarvení, způsobené jemně dispergovaným železitým pigmentem, je charakteristické pro celou řadu minerálů ze skupiny zeolitů (Kudělásková et al. 1990). V BSE obraze vykazuje známky zonálnosti, kdy centrální část má nehomogenní tmavě šedou barvu, zatímco okrajové partie jehlic se vyznačují světlejším odstínem šedé barvy (obr. 1). Tato zonálnost se odráží i v níže uvedeném chemickém složení minerálu.

č. vzorku	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	69,23	69,68	79,80
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,03	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,17	11,33	8,74
BaO	0,76	0,91	1,45
CaO	1,23	1,30	0,55
FeO	0,12	0,02	0,27
MgO	2,51	2,40	1,66
MnO	0,06		
SrO	0,73	0,95	0,43
K <sub>2</sub> O	1,28	1,27	0,97
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,16	0,18
H <sub>2</sub> O	13,70	13,8	14,9
SUMA	100,846	101,836	108,953
Si <sup>4+</sup>	30,205	30,155	31,913
Ti <sup>4+</sup>	0,003	0,01	0,007
Al <sup>3+</sup>	5,743	5,777	4,119
Ba <sup>2+</sup>	0,13	0,154	0,227
Ca <sup>2+</sup>	0,574	0,602	0,234
Fe <sup>2+</sup>	0,043	0,007	0,089
Mg <sup>2+</sup>	1,629	1,545	0,989
Mn <sup>2+</sup>	0,021		
Sr <sup>2+</sup>	0,184	0,238	0,099
K <sup>+</sup>	0,711	0,701	0,494
Na <sup>+</sup>	0,053	0,131	0,137
H <sub>2</sub> O	19,854	19,918	19,871
SUMA	59,157	59,238	58,179
Si/Al	5,26	5,22	7,75
Si/Si+Al	0,84	0,84	0,89
Si/Si+Al+Fe	0,84	0,84	0,88

Tab. 1: Chemické složení ferrierity ze Žiliny u Nového Jičína. Empirické vzorce jsou přepočteny na bázi 72 kyslíků. H<sub>2</sub>O bylo dopočítáno podle stechiometrického vzorce. Legenda: č. vzorku 1, 2 – okraj ferrieritu, 3 – střed ferrieritu.

Tab. 1: Chemical composition of ferrierite from Žilina near Nový Jičín. The empirical formulae are recalculated on the basis of 72 atoms of oxygen.

Studium chemického složení ukázalo, že se jedná o ferrierit. Chemické analýzy zkoumaného minerálu a jejich přepočet na bázi 72 kyslíků jsou patrné z tabulky 1. Analýzy vykazují určité kolísání zejména u výměnných kationtů. Sumárně lze složení analyzovaného zeolitu vyjádřit empirickým vzorcem: K<sub>0,71-0,49</sub> Na<sub>0,14-0,05</sub> Mg<sub>1,63-0,99</sub> Ca<sub>0,63-0,23</sub> Ba<sub>0,23-0,13</sub> [Al<sub>5,78-4,12</sub> Si<sub>31,91-30,16</sub> O<sub>72</sub>] · 20H<sub>2</sub>O. Toto složení je blízké literárním údajům pro ferrierity z jiných výskytů, např. z vulkanických hornin miocenních formací v Japonsku (Utada 1988), ze sedimentárních sekvencí v Lovelock v Nevadě (Ahmad – Dyer 1988), i z pikritických hornin na Hončově hůrce u Příbora (Kudělásková et al. 1990).

Světlejší (mladší) partie na obrazu BSE vykazují vyšší zastoupení hliníku (5,7–5,8 hm. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), hořčíku (1,5–1,6 hm. %  $\text{MgO}$ ), vápníku (0,5–0,6 hm. %  $\text{CaO}$ ) a draslíku (0,7 hm. %  $\text{K}_2\text{O}$ ), zatímco obsah křemíku (30,2 hm. %  $\text{SiO}_2$ ) a barya (0,1–0,2 hm. %  $\text{BaO}$ ) je vůči centrální části zeolitu nižší (tab. 1). Tento trend v obsazení iontů v krystalové struktuře ferrieritu se podobá podle Neuhofova a Ruhla (2005) tzv. čtvrtému substitučnímu modelu, podle něhož je křemík v průběhu precipitace nahrazován ve struktuře hliníkem. Tato substituce vede v rámci zachování elektro-neutrálnosti ke zvýšení obsahu kationtů (zejména alkalických kovů) ve vnější stavební kostře zeolitu bez výrazného zvýšení obsahu vápníku a jiných iontů.

Poměr RT ( $\text{Si}/(\text{Si}+\text{Al}+\text{Fe})$ ) řadí studovaný minerál do kyselé řady zeolitů, u nichž je  $\text{RT} > 0,75$ . V klasifikaci založené na výstavbě skeletu spadá tento zeolit do strukturálního typu dachiarditu (Strunz 1982). Podle poměru  $\text{Si}/\text{Al}$ , který kolísá mezi 5,2 až 5,3, náleží zeolit do mordenitové skupiny. Krystalová struktura minerálů této skupiny, které se vyznačují sloupcovitým nebo jehličkovitým tvarem krystalů, štěpností ve směru protažení vláken a tvorbou paprscitých agregátů, je zatím málo známa (Neuhoff – Ruhl 2005). Mezi výměnnými kationty převládá hořčík, a proto je možné ferrierit ze Žiliny podle nového klasifikačního schématu IMA označit jako ferrierit-Mg (Coombs et al. 1997). Obsah  $\text{H}_2\text{O}$  u provedených analýz byl dopočítán na 24 molekul podle složení (obsah  $\text{H}_2\text{O}$  u ferrieritu-Mg z Hončovy hůrky je dopočítán na 24 molekul vody). Z typové lokality Kamploops se uvádí obsah 9 molekul  $\text{H}_2\text{O}$ , zatímco v encyklopedickém přehledu minerálů je u vzorce ferrieritu uvedeno 20 molekul  $\text{H}_2\text{O}$  (Bernard et al. 1992).

Studium fluidních inkluzí ukázalo, že kalcit obřůstající ferrierit krystalizoval z nízkosalinních roztoků (0,5 až 2,6 hm. %  $\text{NaCl}$  ekv.) a za nízkých teplot ( $T_h = 90$

až  $130\text{ }^\circ\text{C}$ ). Poměr  $\text{Si}/\text{Al} = 5,2\text{--}7,8$  u námi studovaného minerálu odpovídá hodnotám zjištěným u zeolitů, jejichž vznik je obvykle vázán na výšeteplotní (nad  $150\text{ }^\circ\text{C}$ ) roztoky (Gottardi – Alberti 1988). Okraje jehlic ferrieritu mají vyšší obsahy draslíku, který je za zvyšující se teploty mateřského fluida rozsáhle nahrazován jinými ionty v krystalové struktuře minerálu (Ahmad – Dyer 1988). Poměr  $\text{Si}/\text{Al}$  klesá směrem k vnějším okrajům jehlic (tab. 1), z čehož lze vyvodit, že v iniciální fázi vzniku ferrieritu se mohla teplota hydrotermálního roztoku pohybovat i okolo  $150\text{ }^\circ\text{C}$  a teprve v průběhu krystalizace ferrieritu došlo k postupnému ochlazení fluidní fáze. Výsledky studia fluidních inkluzí kalcitu ze žiloviny ukazují na to, že teplota mateřského roztoku hydrotermálního systému v rámci dané žíly nebyla pravděpodobně nižší než  $90\text{ }^\circ\text{C}$ . K výměně iontů může u zeolitů docházet i za teplot nižších než  $100\text{ }^\circ\text{C}$  (Skála 1996).

### Závěr

Zeolit zastižený při okraji hydrotermální žíly pronikající monchiquitem na lokalitě Žilina u Nového Jičína odpovídá svým chemismem a morfologií ferrieritu-Mg. Tento druh zeolitu je udáván i z lokality Hončova hůrka u Příbora, kde se rovněž váže na pukliny i dutiny vulkanitů pikritického typu. Vznik ferrieritu-Mg můžeme spojovat s tzv. druhou etapou postmagmatické hydrotermální alterace ve vulkanických horninách slezské jednotky (Dolníček et al. 2010). Vznik dané minerální asociace pravděpodobně souvisí s interakcí mezi hostitelskou magmatickou horninou a cirkulující mořskou vodou (zeolit je obohacen o hořčík), resp. „diagenetickými“ hydrotermálními roztoky, které byly generovány ze sedimentů nasycených vodou (Dolníček et al. 2010).

**Literatura**

- Ahmad, Z. B. – Dyer, A. (1988): Ion Exchange in near-homoionic ferrierites. – In: Kalló, D. – Sherry H. S. (eds): Occurrence, properties and utilization of natural Zeolites, Akadémiai Kiadó, 431–448.
- Bernard, J. H. – Rost, R. a kol. (1992): Encyklopedický přehled minerálů. – Academia Praha.
- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 57, 683–684.
- Buriánek, D. (2010): Magmatický a postmagmatický vývoj hornin monchiquit-pikritové skupiny v okolí Valašského Meziříčí. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 17, 117–123.
- Coombs, S. D. – Alberti, A. – Artioli, G. – Collella, C. – Galli, E. – Grice, D. J. – Liebau, F. – Mandarino, A. J. – Minato, H. – Nickel, H. E. – Passaglia, E. – Peacor, R. D. – Quartieri, S. – Rinaldi, R. – Ross, M. – Sheppard, A. R. – Tillmanns, E. – Vezzalini, G. (1998): Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the Subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. – In: Martin, F. R. (ed.): The nomenclature of minerals: a compilation of IMA reports, 91–126.
- Dolníček, Z. – Urubek, T. – Kropáč, K. (2010): Post-magmatic hydrothermal mineralization associated with Cretaceous picrite (Outer Western Carpathians, Czech Republic: interaction between host rock and externally derived fluid. – *Geologica Carpathica*, 4, 327–339.
- Dostal, J. – Owen, J. V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic – geochemistry and petrogenesis. – *Geologische Rundschau*, 87, 67–77.
- Gottardi, G. – Alberti, A. (1988): The tetrahedral framework of natural zeolites: silicon-aluminum distribution. – In: Kalló, D. – Sherry H. S. (eds): Occurrence properties and utilization of natural Zeolites, akadémiai Kiadó, 223–243.
- Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. – Slovenská Akadémia vied Bratislava.
- Kudělásková, J. (1987): Petrology and geochemistry of selected rock types of teschenite association, Outer Western Carpathians. – *Geologica Carpathica*, 38, 545–573.
- Kudělásková, M. – Kudělásek, V. – Matýsek, D. (1990): Zeolity v pikritech těšinitové asociace na lokalitě Hončova hůrka u Příbora. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 35, 3, 317–321.
- Lucinska-Anczkiewicz, A. – Villa, I. M. – Anczkiewicz, R. – Slaczka, A. (2002): <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar dating of the alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – *Geologica Carpathica*, 53, 1, 45–52.
- Menčík, E. – Adamová, M. – Dvořák, J. – Dudek, A. – Jetel, J. – Jurková, A. – Hanzlíková, E. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – MS, Ústřední ústav geologický Praha.
- Pacák, O. (1926): Sopečné horniny na severním úpatí Beskyd moravských. – *Československá akademie věd a umění*, 22.
- Šmíd, B. (1962): Přehled geologie a petrografie hornin těšinitové asociace na severním úpatí Beskyd. – *Geologické práce*, Zoš., 63.
- Skála R. (1996): Přírodní zeolity. – *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze*, 3, 178–187.
- Smutný, Z. (1998): Dvě lokality podbeskydských vyvřelin. – *Minerál*, 6, 4, 274.
- Utada, M. (1988): Occurrence and genesis of hydrothermal zeolites and related minerals from the Kuroko-type mineralization areas in Japan. – In: Kalló, D. – Sherry, H. S. (eds): Occurrence, properties and utilization of natural Zeolites, Akadémiai Kiadó, 39–48.



## FOSFÁT A PELOKARBONÁT Z PELITŮ PODSLEZSKÉ JEDNOTKY NA STAVBĚ SILNICE R48 U FRÝDKU-MÍSTKU, ČESKÁ REPUBLIKA

Phosphate and pelocarbonate from pelitic rocks of the Subsilesian Unit at the R48 road constructions near Frýdek-Místek, Czech Republic

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

<sup>1</sup> Institut čistých technologií těžby a užití energetických surovin, Institut geologického inženýrství, VŠB-TU Ostrava, 17. listopadu 15, 708 33 Ostrava-Poruba; e-mail: dalibor.matysek@vsb.cz

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno

(25–21 Nový Jičín)

**Key words:** Subsilesian Unit, Cretaceous, Paleogene, mineralogy, sedimentology

### Abstract

Two samples of concretions from Maastrichtian and Paleocene grey clays/claystones of the Subsilesian Unit near Frýdek-Místek two samples of concretions were studied. The sample from the Paleocene/Eocene clays of the Frýdek Formation is phosphate nodule composed of highly prevailing amount of fluorapatite, low content of quartz and small amount of chlorite, muscovite and accessories. The phosphate nodules may be in fact coprolites. The sample from the Maastrichtian Frýdek Formation is sedimentary siderite (pelosiderite) with trace content of calcite.

### Úvod

Na stavbě rychlostní silnice R48 mezi Rychalticemi a Frýdkem-Místkem byly v roce 2011 v rozsáhlých odkrytech přístupné sedimenty slezské a podslezské jednotky, které zde byly dosud zakryté kvarténními sedimenty. Pelitické sedimenty podslezské jednotky v trase silnice patří frýdeckému, frýdlantskému a menilitovému souvrství. Výsledky terénních pozorování a stratigrafické poměry jsou popsány v jiném příspěvku (Bubík, v tisku). V šedé pelitické facii frýdeckého i frýdlantského souvrství byly místy pozorovány nehojné konkrce. Obvykle jsou při litologické dokumentaci výchozů označovány jako pelokarbonáty a jejich složení není věnována větší pozornost. Dva vzorky považované za konkrce dvou odlišných typů pelokarbonátů z šedých jílovců podslezské jednotky byly podrobeny analýze a zjištěné složení je předmětem této nálezné zprávy.

### Materiál

Studované dva vzorky pocházejí z dokumentačních bodů MB020 a MB035. Dokladové vzorky a fosilní materiál jsou součástí hmotné dokumentace ČGS v Brně.

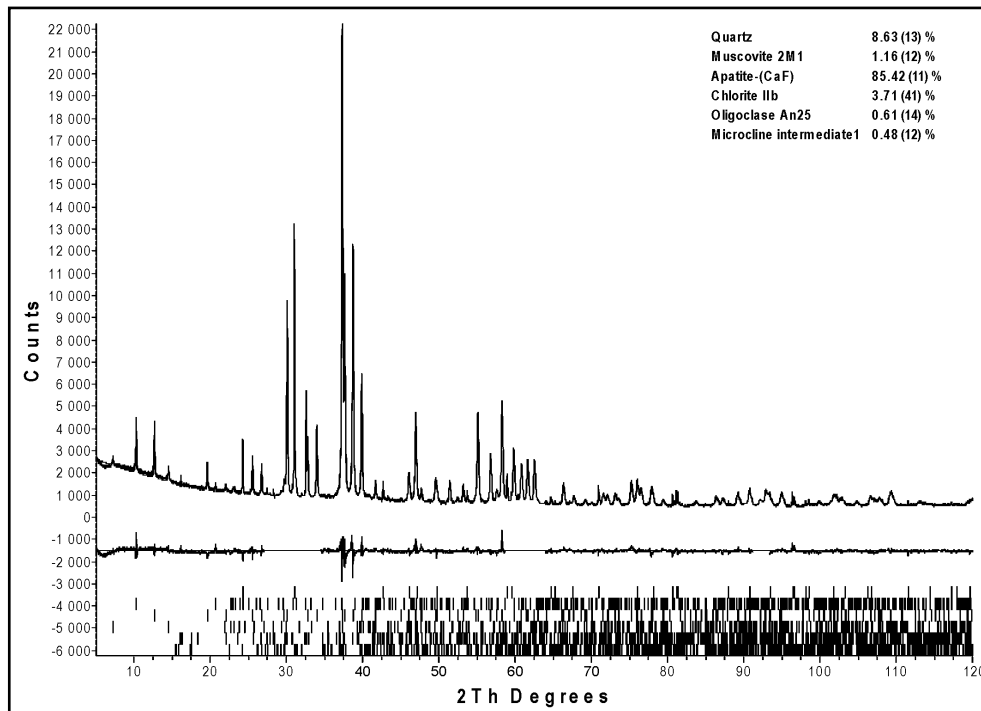
**MB020 Zelinkovice** (49° 40' 05,4" N; 18° 18' 29,8" E). Ve výkopu koridoru silnice R48 mezi Zelinkovicemi a Lysůvkami byly odkryty svahově porušené a prohnětené šedé a hnědošedé, rezavě smouhované vápnité jíly s milimetrovými laminami pískovce. Ojedinele se v nich vyskytly světle hnědé nodule, které byly odebrány k analýze. Nodule o průměru kolem 5 cm měly nepravidelně hlízovitý až válcovitý tvar s hladkým, ale rýhovaným povrchem indikujícím pohyb v době, kdy hlíza ještě byla částečně plastická. Nodule jsou relativně křehké a porušené sítí vlasových i otevřených puklin. Planktonické foraminifery získané z jílu dovolují zařazení v rámci intervalu nejvyšší paleocén až nejnižší eocén (nejvyšší thanet až nejnižší

ypres). Vzhledem k litologii lze jíly řadit k frýdeckému souvrství. Přesah frýdeckého souvrství z křídý do paleocénu a izochronní horní hranice byly již opakovaně doloženy (Hanzlíková 1969, Bubík 1991).

**MB035 Rychaltice** (49° 39' 10,1" N; 18° 14' 19,9" E). Starší členy frýdeckého souvrství byly odkryty v zářezu poblíž telekomunikační věže u Rychaltic. Byly zde odkryty šedé vápnité jílovcy s lokálním nahloučením lavic světle šedého, tmavě laminovaného jemnozrnného pískovce (ojediněle až 1 m mocných). Analyzovaný vzorek pochází z ploše čokkovité konkrce hnědošedého pelokarbonátu o průměru asi 40 cm uzavřené v jílovcích. Konkrce byla poměrně slabě litifikovaná, rozpadavá, s nerovným jemně zrnitým lomem. Foraminiferová mikrofauna z jílovců dokládá maastrichtské stáří.

### Metodika

U obou vzorků byla provedena prášková RTG difrakční analýza na přístroji Bruker-AXS D8 Advance (Bragg – Brentanova geometrie 2 $\theta$ / $\theta$ , záření CoK $\alpha$ /Fe, polohově citlivý detektor LynxEye, krok měření 0,025° 2 $\theta$ , čas na kroku 10 s). Semikvantitativní vyhodnocení difrakčních dat bylo provedeno Rietveldovou metodou s využitím programu Bruker – AXS Topas, verze 4.2. Vzorky byly dále studovány pomocí elektronového mikroskopu FEI Quanta 650 FEG s EDS, WDS, EBSD a CL detektory. S ohledem na velikosti zrn v obou vzorcích, která jen velmi vzácně překračovala 5  $\mu$ m, byla prováděna dokumentace morfologie zrn a pouze orientační – semikvantitativní EDX analýzy. Vzorky byly analyzovány na hladkých lomných plochách, bez pokovení. Pro eliminaci povrchového napětí na nepokovených vzorcích byl používán režim sníženého vakua s tlakem v komoře 50 Pa.



Obr. 1: Difrakční záznam vzorku MB020 Zelinkovice, zpracovaný v programu Topas. Uvedeny jsou také výsledky semikvantitativní analýzy, pozice difrakčních linií jednotlivých minerálů a diferenční křivka mezi měřením a modelem, použitým při kvantifikaci.

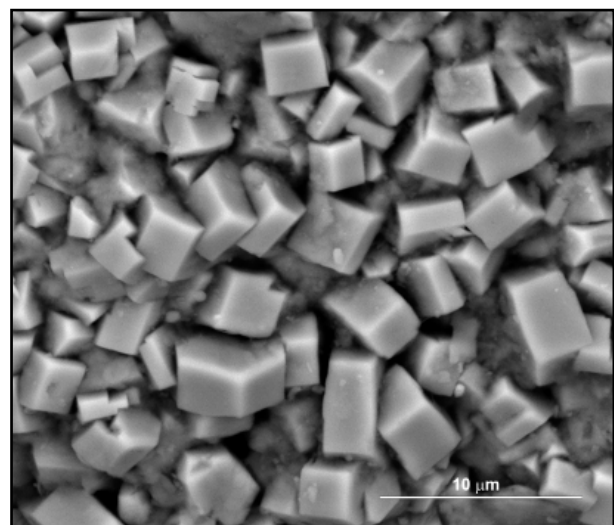
Fig. 1: Diffraction record of the sample MB020 Zelinkovice processed using the Topas program, results of semiquantitative analysis, position of diffraction lines for single minerals, and difference curve between the measurement and model used for the quantification.

**Výsledky – složení konkrceí  
MB020 Zelinkovice**

Výsledky práškové RTG difrakční analýzy ukazují, že studovaná konkrce je tvořena téměř výhradně fluorapatitem. Dále byl zjištěn křemen v množství okolo 10 % hm., stopy illit – muskovitu, chloritu, plagioklasu, draselného živce a pouze mikroskopicky i pyritu. V sedimentologickém smyslu se jedná tudíž o velmi čistý fosforit. Mřížkové parametry minerálu apatitové skupiny po zpřesnění Rietveldovou metodou činí:  $a_0 = 9,34958 (24) \cdot 10^{-10}$  m, resp.  $c_0 = 6,89228(19) \cdot 10^{-10}$  m. Odhad velikosti koherentně difrakčujících domén činí  $51 \pm 1 \times 58 \pm 2,6$  nm. Chybové parametry Rietveldovy metody byly:  $R_{exp} = 2,95\%$ ,  $R_{wp} = 6,46\%$ ,  $R_p = 4,93\%$ . Difrakční záznam vzorku je uveden na obrázku č. 1. Elektronová mikroskopie ukázala, že vzorek je granulometricky silně heterogenní a že obsahuje velmi hojně dutinky a póry. Jak v těchto dutinkách, tak v základní hmotě v jejich okolí se vyskytují krystaly fluorapatitu o velikosti do 5–6  $\mu$ m. Tyto krystaly mají tabulkovitý až krátce sloupcovitý habitus a jsou tvořeny plochami bazálního pinakoidu v kombinaci s hexagonálním prizmatem (obr. 2). Vzácně byly v dutinkách zjištěny také velmi tenké tabulkovité krystaly barytu (obr. 3) a také velmi drobné, paralelně srostlé tabulkovité krystaly neznámého minerálu o velikosti max.  $5 \times 0,5$   $\mu$ m. Podle prvkového složení (vysoký obsah Ca, Fe a P) by se mohlo jednat například o dufrenit. Křemen je rozptýlen v základní hmotě a vytváří poměrně dokonale omezené krystaly o velikosti do 20  $\mu$ m. Pyrit vytváří jak framboidy, tak drobné krychlově nebo oktaedricky omezené krystaly o velikosti do 35  $\mu$ m.

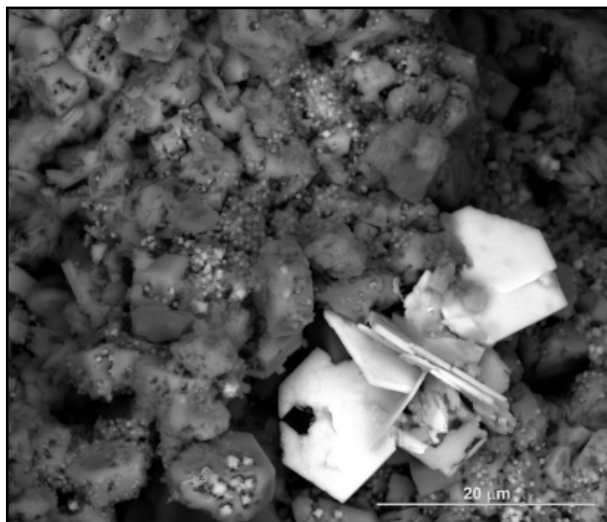
Mikroanalýzy minerálu apatitové skupiny, pořízené pomocí EDX na prizmatických plochách poskytují dominantní podíl CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> a dále až 3 hm. % F, resp. až 19 hm. % CO<sub>2</sub>. Ve všech případech byla dále zjištěna příměs Si, Al, Fe a K a to v obsazích do 3 hm. %, což může být způsobeno kontaminací analyzovaných povrchů nebo i inkluzemi. S ohledem na použitou metodiku analýz není možné ze získaných dat provést seriózní výpočet strukturního vzorce. Je přesto velmi pravděpodobné, že minerál je možné podle platné klasifikace označit (Pasero et al. 2010) jako přechodný člen řady fluorapatit –

hydroxylapatit, pravděpodobně blíže prvnímu členu. Čistý fluorapatit obsahuje 3,77 hm. % F. Podle starší terminologie by se jednalo o karbonát – fluorapatit. Pro fluorapatity existuje lineární závislost mezi obsahem CO<sub>2</sub> a pozicí některých difrakčních linií, resp. velikostí mřížkových parametrů (Schuffert et al. 1990, McClellan 1980). Pro studovaný vzorek vychází obsah CO<sub>2</sub> kolem 3,5 hm. %, což leží přibližně uprostřed rozsahu pozorované substituce výše uvedenými autory ve fluorapatitech.



Obr. 2: Krystaly fluorapatitu v dutině vzorku MB020 Zelinkovice. Obraz zpětně odražených elektronů.

Fig. 2: Fluorapatite crystals within the cavity in the sample MB020 Zelinkovice, back-scattered electron image.



Obr. 3: Krystaly barytu na fluorapatitu v dutině vzorku MB020 Zelinkovice. Drobné krystaly mikrometrové velikosti patří pyritu z rozpadlých framboidů. Obrázek zpětně odražených elektronů.  
Fig. 3: Barite crystals on the fluorapatite within the cavity in the sample MB020 Zelinkovice. Micron-size crystals are particles of framboidal pyrite. Back-scattered electron image.

#### MB035 Rychaltice

Dominantní složkou tohoto vzorku je podle výsledků práškové RTG difrakční analýzy siderit. Dále byl v obsahu kolem 10 hm. % zjištěn illit – muskovit a křemen. Obsah kalcitu a chloritu je stopový. Semikvantitativní EDA mikroanalýza ukazuje, že se s velkou pravděpodobností jedná o hořečnato-vápenatý siderit.

Elektronová mikroskopie ukázala, že vzorek je tvořen idiomorfními, romboedrickými krystaly Mg-Ca-sideritu (sideritový mikrosparit) o velikosti kolem 20 μm, které jsou uloženy v základní jílové hmotě. Zajímavou složkou jsou také vápnité nanofosilie, které jsou ve vzorku poměrně hojné. Identifikovány byly běžné křídové taxony *Prediscosphaera* sp., *Watznaueria barnesiae*, *Arkhangelskiella* sp. inc., což není v rozporu s mastrichtským stářím doloženým na základě foraminifer. Je pravděpodobné, že RTG difrakcí stanovený podíl kalcitu (cca 4 hm. %) odpovídá těmto nanofosiliím. Výskyt, resp. zachování nanofosilií v pelokarbonátu (správněji podle petrografické klasifikace sideritickém ferrolitu) je pozoruhodné.

Ojedinele byl zjištěn i baryt. Pyrit je velmi vzácný a tvoří ojedinělé framboidy, popřípadě fosilizuje neurčitelné zbytky (pravděpodobně jehlice hub).

#### Diskuze a závěr

Výskyt fosforitových nodulí, mineralogicky tvořených fluorapatitem v Zelinkovicích je teprve druhým literárně zaznamenaným výskytem fosforem bohatých chemogenních sedimentů v oblasti Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydí. První zaznamenaný výskyt pochází ze slezské jednotky z godulského souvrství (Matýsek – Skupien 2005). Autorům je ale známo několik dalších, dosud nepublikovaných výskytů (Žabeň, Lískovec, Choryně, Chlebovice, Sviadnov). Převážná část z uvedených nálezů pochází ze středů „pelokarbonátových“ konkrécií, kde vytváří béžové kruché masy. Zajímavá je skutečnost, že tyto výskyty nejsou vázány na konkrétní strukturně tektonickou nebo stratigrafickou jednotku. Je pravděpodobné, že fosfority v sedimentech Vnějších Karpat mohou být spíše přehlížené než velmi vzácné.

Obtížné je se vyjádřit ke genezi studovaného fosforitu. Z mikroskopického obrazu je patrné, že jak fosfátová složka, tak i křemen jsou ve vzorku silně rekrystalované. Jednou z možných interpretací je, že vzorek reprezentuje fosforitový koprolit. K mobilizaci fosforu dochází při snížení pH do kyselé části rozsahu, zatímco rekrystalizace křemene, který je ve fosfátu uzavřen a je občas krystalovaný, vyžaduje spíše alkalické prostředí. Právě to by mohlo ukazovat na koprolit, protože při rozkladu trusu dochází k velkým změnám pH z důvodu mikrobiální aktivity a rozkladu organických látek. Mikrofosilie nebyly ve vzorku zjištěny.

Druhý vzorek z Rychaltic reprezentuje sideritický ferrolit (pelosiderit) s poměrně silně substituovaným Mg-Ca sideritem. Vzhledem k omezené velikosti pelosideritového tělesa (40 cm) se jedná spíše o konkréci než o vrstevní pelosiderit, vzniklý precipitací během sedimentace.

#### Poděkování

Článek byl podpořen v rámci projektu Institut čistých technologií těžby a užití energetických surovin, reg. č. CZ.1.05/2.1.00/03.0082, podporovaného Operačním programem Výzkum a vývoj pro Inovace, financovaného ze strukturálních fondů EU a ze státního rozpočtu ČR ED2.1.00/03.0082.

**Literatura**

- Bubík, M. (1991): Předběžné výsledky studia foraminifer beskydské křídý z vrtů Vlčovice – J1, J2, J3a, J4. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1990, 21–22.
- Bubík, M. (v tisku, v tomto čísle): Geologické výsledky dokumentace zářezů na stavbě silnice R48 mezi Rychalticemi a Frýdkem-Místkem. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 1–2.
- Hanzlíková, E. (1969): The Foraminifera of the Frýdek Formation (Senonian). – Sborník geologických věd, Paleontologie, 11, 7–84.
- Matýsek, D. – Skupien, P. (2005): Fosforitové konkrce ve svrchní křídě slezské jednotky. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2004, 34–36.
- McClellan, G. H. (1980): Mineralogy of carbonate fluorapatites. – Geological Society of London, 137, 675–681.
- Nemliher, J. G. – Baturin, G. N. – Kallaste, T. E. – Murdmaa, I. O. (2004): Transformation of hydroxylapatite of bone phosphate from ocean bottom during fossilization. *Lithology and Mineral Resources*, 39, 5, 468–479.
- Pasero, M. – Kampf, A. R. – Ferraris, C. – Pekov, I. V. – Rakovan, J. – White, T. J. (2010): Nomenclature of the apatite supergroup minerals. – *European Journal of Mineralogy*, 22, 163–179.
- Schuffert, J. D. – Dastner, M. – Emanuele, G. – Jahnke, R. A. (1990): Carbonate-ion substitution in francolite: A new equation. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 54, 2 323–2 328.

# GEOFYZIKÁLNÍ MAPOVÁNÍ KRASOVÝCH STRUKTUR METODOU MULTIELEKTRODOVÉHO ODPOROVÉHO PROFILOVÁNÍ: JESKYNĚ ZA HÁJOVNOU, JAVOŘIČSKÝ KRAS

Geophysical mapping of karst structures using multielectrode resistivity surveys; example from „Za hájovnou“ Cave, Javoříčko Karst

Ondřej Bábek<sup>1</sup>, Ondřej Vodehnal<sup>1</sup>, Martin Faměra<sup>1</sup>, Aleš Tomica<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Katedra geologie PřF UP, Tř. Svobody 26, 779 00 Olomouc; e-mail: babek@prfnw.upol.cz

<sup>2</sup> Česká speleologická společnost, ZO 7-03 „Javoříčko“

(24-21 Jevíčko)

**Key words:** multielectrode resistivity surveying; karstification; tectonic structure; cave corridors, Moravo-Silesian Zone

## Abstract

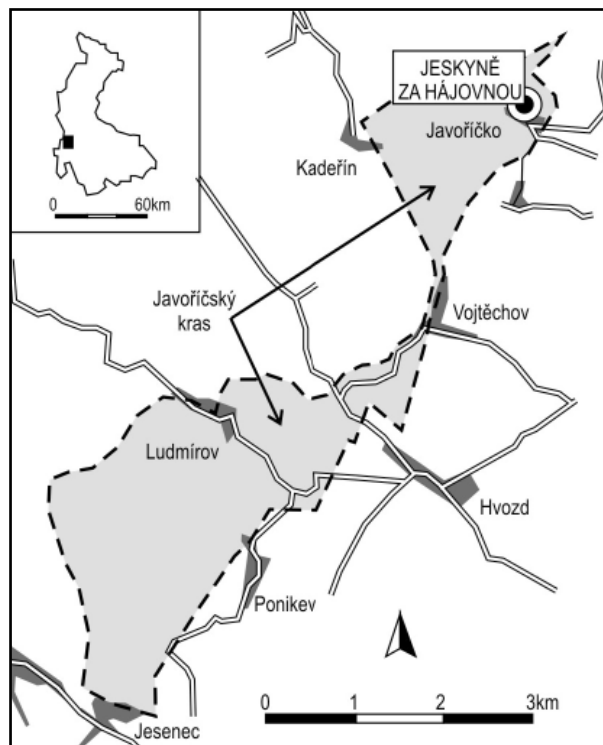
This paper investigates the scope and applicability of multielectrode resistivity surveying in the study of buried karst structures. Six resistivity sections, 62 to 117 m long, were measured above the well-documented cave system “Za hájovnou” in the Javoříčko Karst, Bohemian Massif. Three domains of distinct resistivity values (27.6 to ~210 Ω·m; ~210 to ~1 300 Ω·m; ~1 300 to 26 112 Ω·m) were interpreted as clays and silts, carbonate-rich karstified zones, and massive carbonate, respectively. Most of the geophysically documented karstification manifests itself in planar zones of karstified carbonate, partly filled with fine-grained siliciclastics, which coincide with several cave corridors in plan view. Orientation of the karstified zones corresponds to the NNE–SSW trending axial plane cleavage and ESE–WNW trending fractures and faults in the underlying rocks. The resistivity surveying proves to be an excellent method for mapping of shallow cave structures.

## Úvod

Mělké odporové profilování si získává stále větší oblibu v aplikovaném geologickém výzkumu (inženýrská geologie, geoarcheologie, geomorfologie) díky relativně dobré dostupnosti, rychlé akvizici a poměrně jednoduchému zpracování dat (Lee et al. 2008, Sass et al. 2008, Van Den Eeckahut et al. 2007). Odporové profilování je založeno na měření měrného odporu (resistivity,  $\rho$  [Ω·m]) podloží, který je funkcí minerálního složení, struktury hornin, obsahu a salinity vody v horninách a dalších parametrů (Musset – Aftab Khan 2000). Multielektrodové odporové profilování využívá k měření resistivity většího počtu elektrod (zpravidla několik desítek či prvních stovek) uspořádaných v linii nebo v pravidelné síti nad zkoumaným objektem. Výsledkem měření a následného matematického zpracování je inverzní 2D nebo 3D model resistivity, ve kterém lze rozhraní domén s různou resistivitou interpretovat jako rozhraní horninových celků. Mělece pohřbené povrchové a podpovrchové krasové jevy (závrty, zasucené komíny, jeskynní koridory) jsou příkladem rozhraní mezi vysoce odporovými karbonáty ( $\rho$ : 50–10<sup>7</sup> Ω·m, typicky > 10<sup>3</sup> Ω·m) a jejich siliciklastickým pokryvem/výplní s řádově nižšími hodnotami ( $\rho$ : 1–10<sup>2</sup> Ω·m pro jíly). Krasové jevy tak teoreticky představují velmi vhodné cíle pro odporové profilování. V tomto příspěvku uvádíme výsledky odporového profilování okolí jeskyně „Za hájovnou“ v severní části Javoříčského krasu. Cílem práce je ověřit praktickou aplikaci této geofyzikální metody pro krasovou geomorfologii a potenciální speleologické prolongační práce.

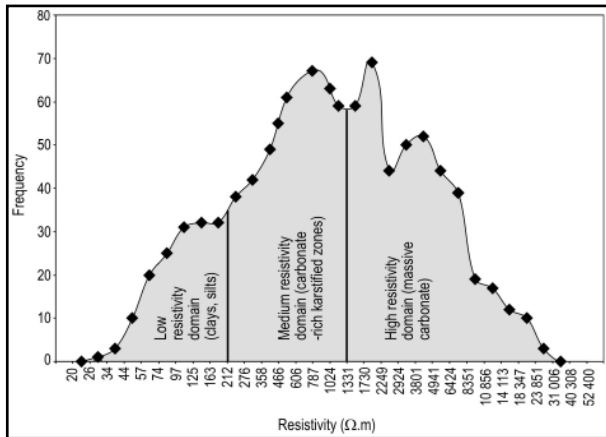
## Geologie a geomorfologie studované oblasti

Jeskyně „Za hájovnou“ (souřadnice vchodu: 49°40'27.141" N, 16°55'0.812" E; obr. 1) leží na jižním



Obr. 1: Situační schéma Javoříčského krasu a jeskyně Za hájovnou a její pozice v Olomouckém kraji. Upraveno podle Kadlčíkové (2005).

Fig. 1: The simplified map of the Javoříčko Karst and the Za hájovnou Cave and its position in the Olomouc region. Modified after Kadlčíková (2005).



Obr. 2: Histogram hodnot měrného odporu z inverzních modelů na 5 profilech (profil 2 až 6; celkem 954 bodů). Maxima četnosti jsou interpretována jako tři základní litologické domény (viz text).  
 Fig. 2: Frequency distribution of resistivity data from inversion models at 5 sections (section 2 to 6; 954 points). Frequency peaks indicate the three inferred basic lithological domains (see text).

svahu vrchu „Brablenec“, při sz. okraji obce Javoříčko v severní části Javoříčského krasu (Panoš 1955), tvořeného silně zkrasovělými devonskými a spodnokarbonskými vápenci. Portál jeskyně leží v nadmořské výšce 385 m; její celková délka je 194 m a maximální převýšení 74 m (Tomica 2001). Jeskyně, která je označována za paleoponor potoka Javoříčka (Crha 1989), je vyplněna svahovými

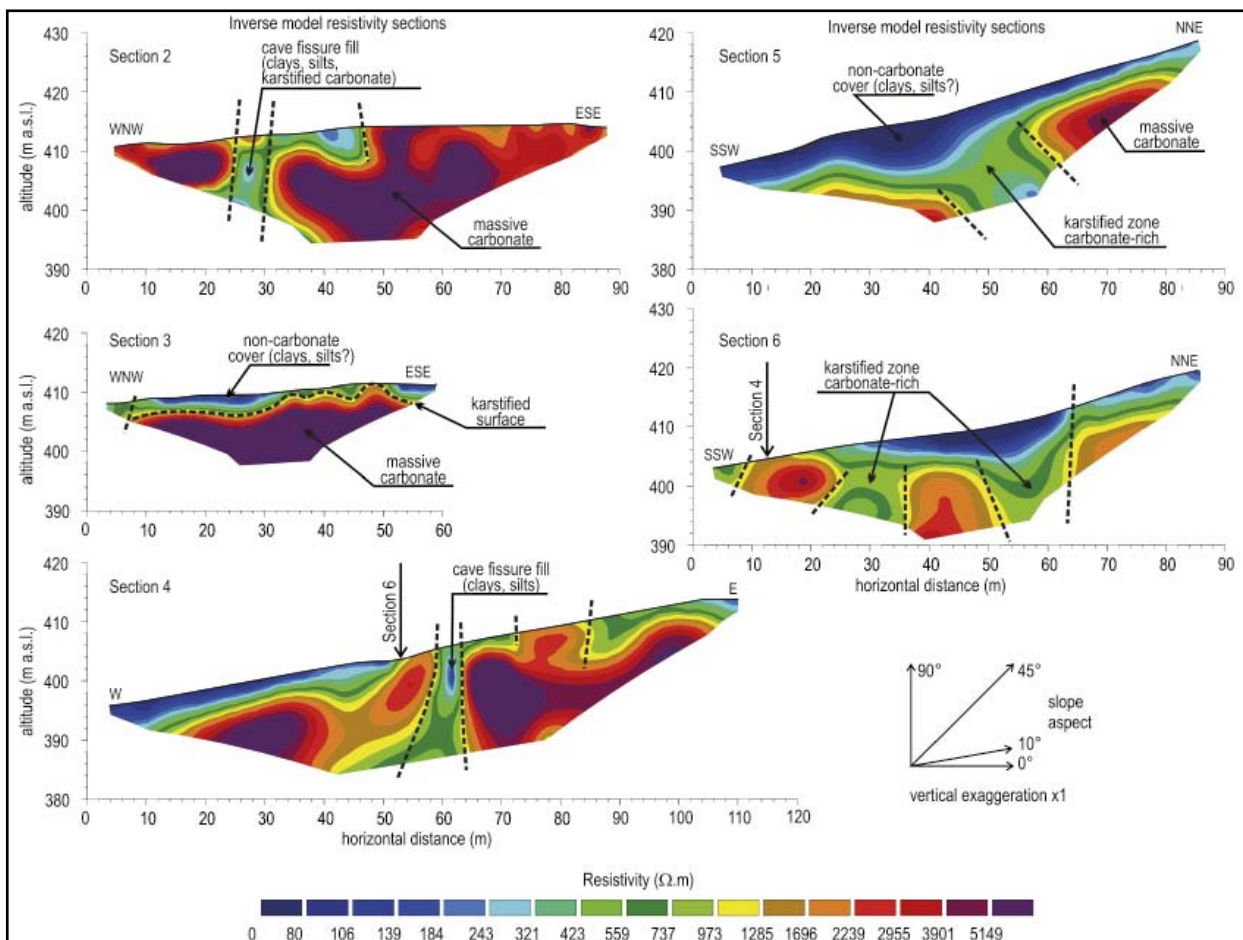
a fluviálními sedimenty s hojnými relikty savčí fauny (Musil 2005). Maximální stáří jeskynní výplně bylo stanoveno biostratigraficky do interglaciálu holstein (MIS 11) a magnetostratigraficky na rozhraní Brunhes/Matuyama (790 ka; MIS 19, Musil 2005). Stáří krasovění není stanoveno. Nepřímými indikátory krasovění jsou datované spodnobadenské výplně krasových kapes u nedaleké Mladče, zatímco v nedaleké severní části Moravského krasu krasovění probíhalo od střední části křídý až do recentu (cf. Kadlec et al. 2001).

**Metody**

V rámci této práce bylo proměřeno celkem šest 2D profilů o jednotkové délce 62 až 117 m s rozstupem elektrod 2 nebo 3 m za použití automatického geoelektrického systému ARES (GF Instruments, s. r. o.). Měření probíhalo s maximálním roztažením 32 elektrod v uspořádání Wenner-Schlumberger a délkou impulsu 0,5 s a zprůměrováním dat (stacking) ze 4 měření v každém bodě; maximální hloubkový dosah inverzního modelu je cca 18 m pod povrchem. Data byla zpracována pomocí software RES2DINV (Geotomo Software).

**Výsledky odporového profilování**

Hodnoty měrného odporu z inverzních modelů resistivity vygenerovaných programem RES2DINV se pohybují v rozsahu 27,6 Ω.m až 26 112 Ω.m. Všechny



Obr. 3: Inverzní modely resistivity na profilech 2 až 6 a interpretace litologie.

Fig. 3: Inversion models of resistivity at sections 2 to 6 and interpretation of lithology and structure.

profily vykazují poměrně jednoduchou distribuci hodnot resistivity se třemi hlavními doménami (obr. 2). Převážně spodní část profilů tvoří doména s nejvyššími hodnotami měrného odporu (více než  $\sim 1300 \Omega \cdot m$ ), která může místy vystupovat až k povrchu (např. profil 2, obr. 3). Tuto doménu můžeme interpretovat jako masivní vápence tzv. ekvivalentů macošského souvrství (stř.–sv. devon), které zde byly vymapovány Chlupáčem a Svobodou (1963) a Crhou (1989) a které jsou odkryty na řadě drobných výchozů v okolí jeskyně.

Svrchní část profilů naopak tvoří doména s nejnižšími hodnotami resistivity ( $27,6$  až  $\sim 210 \Omega \cdot m$ ), která má na všech profilech tvar nepravidelných čoček o maximální mocnosti  $\sim 9$  m a je často oddělena od podložní vysokoodporové domény úzkou přechodnou zónou s velmi prudkým gradientem měrného odporu (profily 3, 4, 5, obr. 3). Materiál s velmi podobnou odporovou charakteristikou můžeme sledovat i v úzkých (3–6 m) subvertikálních zónách sestupujících do hloubky, které jsou patrné na profilech 2 a 4. Tyto domény s poměrně vysokou vodivostí (nízkou resistivitou) můžeme interpretovat jako svahový pokryv a sedimentární výplně drobných krasových kapes a krasových komínů, tvořené nezpevněnými, jemnozrnými siliciklastickými sedimenty (jíly, silty, písky) stáří kvartér až ?miocén (cf. Panoš et al. 1998, Musil 2005).

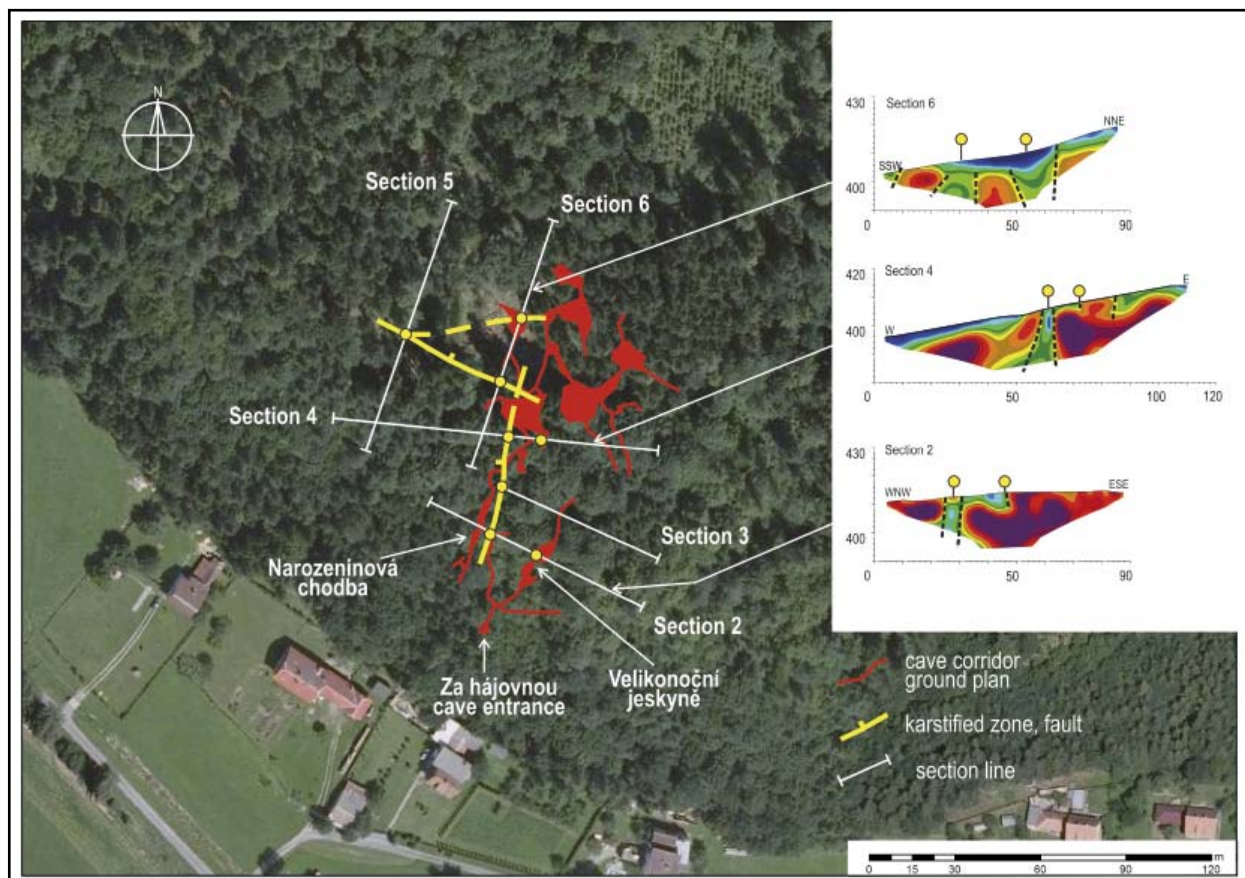
Třetí doménu se středně vysokými hodnotami měrného odporu ( $\sim 210$  až  $\sim 1300 \Omega \cdot m$ ) můžeme vysledovat při

povrchu profilů 2 a 4 a v širších (10–20 m) subvertikálních zónách na profilech 4, 5 a 6. Tyto domény se stále poměrně vysokou resistivitou lze považovat za zvětralou a zkrasovělou povrchovou vrstvu vápencového masivu a zkrasovělé subvertikální struktury (komíny, puklinové zóny).

### Směry a geneze geofyzikálně ověřených krasových struktur

Výsledky geofyzikálního měření je možné dobře korelovat s průběhem hlavních chodeb systému jeskyně Za hájovnou (obr. 4). Úzké subvertikální nízkoodporové zóny na profilech 2 (22–28 m), 3 (0–3 m) a 4 (65–70 m) na sebe zřetelně navazují v ploše, která na povrchu probíhá ve směru SSV–JJZ a uklání se k ZSZ pod úhlem cca  $85^\circ$ . Tato plocha patrně reprezentuje výplň jeskynního komínu, který se v půdorysu kryje s Narozeninovou chodbou jeskyně Za hájovnou. Komín Narozeninové chodby tak evidentně vystupuje až k povrchu a ve shodě s dostupnými mapami jeskynních koridorů potvrzuje propastovitý charakter celého systému. Naproti tomu paralelní chodba Velikonoční jeskyně nebyla zachycena ani na jednom z profilů 1, 2 a 3, které půdorys této chodby protínají zhruba v kolmém směru. Rovněž profil 4 nenaznačuje směrné pokračování Velikonoční jeskyně dále k SSV.

Široké subvertikální zóny se středními hodnotami resistivity zachycené na profilech 5 a 6 na sebe rovněž navazují a vytyčují tak plochy, která mají na povrchu směr-



Obr. 4: Interpretace výsledků odporového profilování: povrchový průběh hlavních zón krasování v nadloží jeskyně Za hájovnou na lokalitě Bralenec. Ortofotomapa převzata z Geoportálu Cenia.

Fig. 4: Interpretation of resistivity surveying results: surface projection of the major karstified structures compared to the ground plan of the Za hájovnou Cave. The orthophotomap adopted from Geoportál Cenia.

ný průběh VJV–ZSZ a přibližně V–Z s úklonem zhruba 70° k S. Posledně zmíněná linie se projevuje morfologicky jako mírný svahový stupeň a v jejím pokračování cca 100 m zjz. od profilu 5 se nachází vstupní portál říční jeskyně „Habří“. Situace na profilech 4 a 6 poukazuje na poměrně komplikovaný průběh podpovrchových krasových struktur v hloubkách ~10 až ~20 m a možné křížení jeskynních chodeb směru VJV–ZSZ a SSV–JJZ (obr. 4). Prostorová orientace geofyzikálně vymapovaných krasových struktur tedy může naznačovat, že jeskynní systémy „Za hájovnou“ a „Habří“ jsou vzájemně propojeny.

Geofyzikálně ověřený směr Narozeninové chodby SSV–JJZ je převažujícím směrem krasových koridorů v masivu Brablence včetně vstupní chodby paleoponorové jeskyně Habří (Kadlčíková 2005) a vstupní chodby a koridorů Velikonoční jeskyně a Plakátův sen v jeskyni Za hájovnou (Tomica 2001). V masivu Špraňku jsou v tomto směru vyvinuty rozsáhlé koridory Vojtěchovské chodby, Babské jeskyně, Panenské jeskyně, Spojovací chodby a dalších koridorů Javoříčských jeskyní. Krasování těchto chodeb je predisponováno regionálně významnou penetrační foliací (osní kliváží) vápenců konicko-mladečského paleozoika o přednostním směru SSV–JJZ a úklonu cca 80° k ZSZ (Kadlčíková 2005, Bábek et al. 2006).

Směr geofyzikální zóny VJV–ZSZ z profilů 5 a 6 odpovídá přednostnímu směru příčných zlomů a puklinových zón v konicko-mladečském krasu, na kterých

je vyvinuta řada jeskynních koridorů Javoříčské jeskyně (Kadlčíková 2005). V širším regionálním rámci tento směr odpovídá průběhu nectavského a olomoucko-holešovského zlomu a okrajového sudetského zlomu s recentní seismogenní aktivitou (Špaček et al. 2011). Případný směr V–Z druhé geofyzikální zóny (profilů 5 a 6) patrně není jednoznačně predisponován tektonicky, protože křehké tektonické struktury tohoto směru jsou v konicko-mladečském paleozoiku extrémně vzácné (Kadlčíková 2005). Pro podrobnější vysvětlení orientace krasových struktur pod povrchem je nutné zahustit síť geofyzikálních profilů a nebo provést měření 3D odporové tomografie.

### Závěry

Výsledky měření potvrzují, že multielektrodové odporové profilování je mimořádně vhodnou metodou k mělkému průzkumu krasu s velmi vysokou nadějí na úspěšné vymapování podpovrchových krasových struktur. Vhodnou konfigurací sítě 2D profilů při zohlednění tektonické stavby území (pukliny, foliace, vrstevnatosti) lze vymapovat směry a úklony hlavních krasových struktur a získat nezávislá data pro tektonickou analýzu území.

### Poděkování

Tento výzkum byl financován z prostředků projektu GAČR P210/12/0573. Děkujeme dr. Josefu Havířovi (Brno) za konstruktivní recenzi rukopisu.

### Literatura

- Bábek, O. – Tomek, Č. – Melichar, R. – Kalvoda, J. – Otava, J. (2006): Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian Massif: a review. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 239, 37–75.
- Crha, J. et al. (1989): Souhrnná závěrečná zpráva vyhledávacího průzkumu (1.–4. fáze). Ponikev-Vojtěchov, arch. sp. UNIGEO, Brno.
- Chlupáč, I. – Svoboda, J. (1963): Geologické poměry konicko-mladečského devonu na Dražanské vrchovině. – *Sborník Ústředního ústavu geologického*, 28, 347–418.
- Kadlčíková, J. (2005): Geomorfologická charakteristika a korelace endokrasu a exokrasu v okolí Javoříčka s využitím metody GIS, Javoříčský kras, konicko-mladečský pruh. – MS, diplomová práce PřF UP Olomouc, 73–76.
- Kadlec, J. et al. (2001): Cenozoic history of the Moravian karst (northern segment): Cave sediments and karst morphology. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 86, 111–160.
- Lee, C.-C. – Yang, C.-H. – Liu, H.-C. – Wen, K.-L. – Wang, Z.-B. – Chen, Y.-J. (2008): A study of the hydrogeological environment of the lishan landslide area using resistivity image profiling and borehole data. – *Engineering Geology*, 98, 115–125.
- Musil, R. (2005): Jeskyně Za hájovnou, výjimečná lokalita Javoříčský kras, Morava. – *Přírodovědné studie Muzea Prostějovska*, 8, 11–39.
- Mussett, A. E. – Khan, M. A. (2000): Looking into the Earth, An introduction to geological geophysics. – Cambridge University Press.
- Panoš, V. et al. (1998): Výskyt mořského spodního badenu jižně od Bouzova. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997*, 69–70.
- Panoš, V. (1955): Jeskyně severomoravského krasu. – Státní tělovýchovné nakladatelství Praha. Vysvětlivky k obrázkům a tabulce.
- Sass, O. – Bell, R. – Glade, T. (2008): Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Öschingen landslide, Swabian Alb (Germany). – *Geomorphology*, 93, 89–103.
- Špaček, P. – Zacherle, P. – Sýkorová, Z. – Pazdírková, J. (2011): Microseismic multiplets in the northeastern Bohemian Massif. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 39, 5/6, 367–386.
- Tomica, A. (2001): Zpráva o nových objevech v lokalitě „Za hájovnou“. – *Archiv AOPK ČR, oddělení ochrany jeskyní*, 45–46. Praha.
- Van Den Eeckhaut, M. – Verstraeten, G. – Poesen, J. (2007): Morphology and internal structure of a dormant landslide in a hilly area: The Collinabos landslide (Belgium), *Geomorphology*, 89, 258–273.



# REVIZE GEOLOGICKÉ DOKUMENTACE ŠTOL VE KŘTINSKÉM ÚDOLÍ, MORAVSKÝ KRAS

Revision of the geological documentation in the Křtiny Valley adits, Moravian Karst

Vít Baldík<sup>1</sup>, Jiří Rez<sup>2</sup>, Jiří Otava<sup>1</sup>, Helena Gilíková<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: vit.baldik@geology.cz

<sup>2</sup> ElTekto group for structural geology, Brno; www.eltekto.cz

(24-41 Vyškov)

**Key words:** tectonic slice, boudinage, faulting

## Abstract

Four adits excavated in the Křtiny Valley in the early fifties were documented and sampled especially from the viewpoint of structural geology and of genesis and origin of the sedimentary infillings. The studied localities include limestones of the Macocha Formation (Givetian of the Býčí skála cycle), Devonian clastics and granitoids of the Brno Massif (Neoproterozoic). Relatively monotonous fold structure of the limestones is disrupted by a thrust zone imbedding sandstone and granodiorite tectonic slices into the limestone sequence. NW-SE striking thrust zone bears N-S trending striae suggesting its strike-slip character. The shear sense was not yet determined. This thrust zone was rejuvenated and extremely altered during younger faulting, so nowadays it has a clayish appearance. Most of the psammities sampled in limestone cavities display a typical „Ottangian“ or „Cenomanian“ translucent heavy mineral assemblage (staurolite, kyanite, tourmaline, rutil) which proves redeposition (vertical transport) from Ottangian and Cretaceous sands.

## Úvod, historie výzkumů, objekty výzkumu

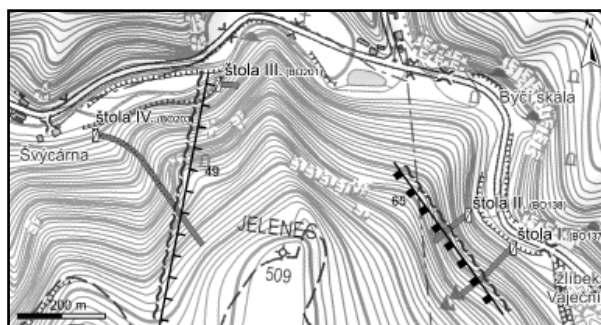
Začátkem padesátých let v období studené války byly ve Křtinském údolí v levé (jižní) stráni v prostoru mezi Švýčárnou a žlíbkem Vaječnickem vyhloubeny čtyři štoly pod Babickou plošinou. Jejich účelem bylo využití pro válečnou výrobu v případě konfliktu. Po emigraci hlavního inženýra a vyzrazení plánů ve švýcarském tisku bylo rozhodnuto hloubení štol ukončit a objekty zardít. Tato poněkud rozpačitá aktivita odrážející ducha doby nicméně přinesla nečekané geologické objevy. Dvě ze štol zdokumentoval již Dvořák (Dvořák et al. 1961), jejich geologickou situaci zakreslil a stručně je popsal v závěrečné zprávě a ještě stručněji, asi na šesti rádcích, se vyjádřil i v publikaci Dvořák – Pták (1963). V dalších desetiletích byly štoly prolézány desítkami zvědavých jeskyňářů, turistů i odborníků, ovšem výsledky odborného geologického výzkumu, pokud byl vůbec prováděn, nikdo nepublikoval. Nová etapa, zdá se, nastala 15. prosince 2009, kdy autoři v doprovodu pracovníka CHKO dr. A. Tůmy rekognoskovali dvě ze čtyř štol a začali se systematickou dokumentací, měřením a vzorkováním.

Štoly byly vyhloubeny na svazích kopce Jelenec: štoly I a II na v. a štoly III a IV na sz. svahu (číslováno podle Dvořáka po proudu Křtinského potoka; viz obr. 1). Štola č. I je cca 150 m dlouhá a mírně se svažuje směrem k JZ. Těsně před koncem štoly je zával, za nímž je štola zhruba z poloviny permanentně zatopena. Také před závalem bývá zhruba od poloviny voda až do výše pasu. Stejně směru je i štola č. II. Tato štola zatím nebyla doměřena do konce, protože stejně jako štola I je zavalena a její druhá polovina je permanentně (místy až ke stropu) zatopena. Štoly I a II jsou si i jinak velmi blízké, mají stejný směr k JZ, zastihly stejné horniny i stejné struktury (viz dále). Štola č. III je velmi krátká, po cca 30 m zastihla krasovou dutinu (její stěny jsou pokryty 1–5 cm mocnou vrstvou hrubě krysta-

lického kalcitu a celá je vyplněna jílovitým materiálem) a je celoročně zatopena. Štola č. IV, která byla jako jediná ražena v horninách brněnského masivu, je 350 m dlouhá, směřuje k JV a zachytila kontakt brněnského masivu s bazálními klastiky devonu i lažáneckými vápenci.

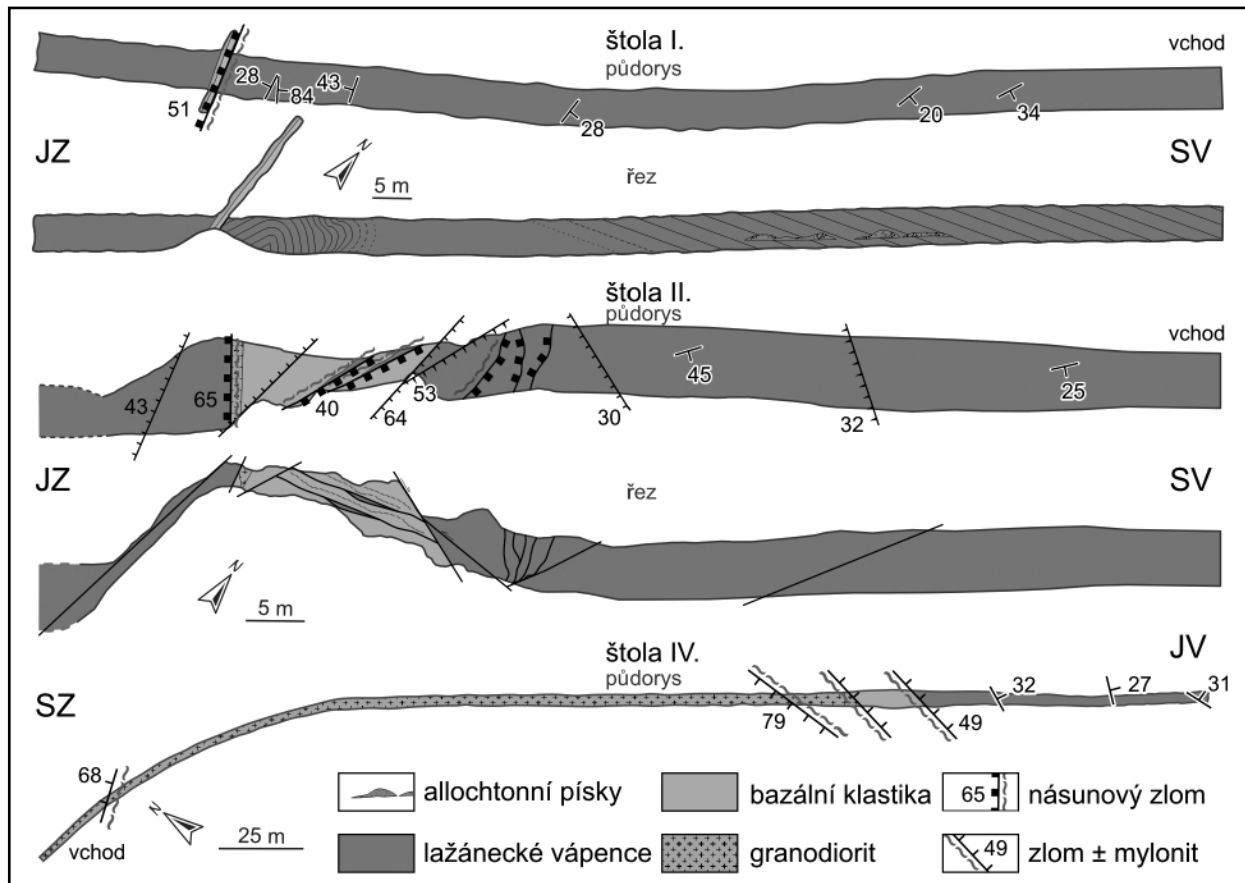
## Geologická situace

Štoly se nacházejí při z. okraji brněnského masivu, který je zde tvořen biotiticko-amfibolickými a biotitickými granodiority (štola č. IV). Na nich spočívají devonská klastika zastoupená fialově šedými a zelenošedými, místy kaolinizovanými křemennými pískovci (štoly č. I, II a IV). V nadloží klastik leží givetské vápence cyklu Býčí skály ve smyslu Hladila (Hladil 1983), které jsou ve spodní části zastoupeny litotypem tmavě šedých josefovských vápenců s lumachelami brachiopodů (štola č. I). Vápence cyklu Býčí skály podléhaly již od paleozoika krasovění, které se na Babické plošině projevilo obzvlášť v křídě. V paleokrasových depresích se zde usadily a zachovaly sedimenty rudického typu. Miocenní transgrese (ottang, baden) jsou



Obr. 1: Lokalizace a průběh zkoumaných štol s vyznačenými hlavními tektonickými zónami. Legenda stejná jako u obr. 2.

Fig. 1: Localization and geometry of adits under study with the main tectonic zones. For legend see fig. 2.



Obr. 2: Přehledné plány a řezy třemi hlavními štolami. Lokalizace na obr. 1.

Fig. 2: Schematic maps and cross-sections of three main adits. For localization see fig. 1.

na vápencích Moravského krasu zachovány v reliktech. Štoly pod Babickou plošinu prořaly četné krasové dutiny vyplněné převážně písčitymi sedimenty, které se rovněž staly předmětem výzkumu.

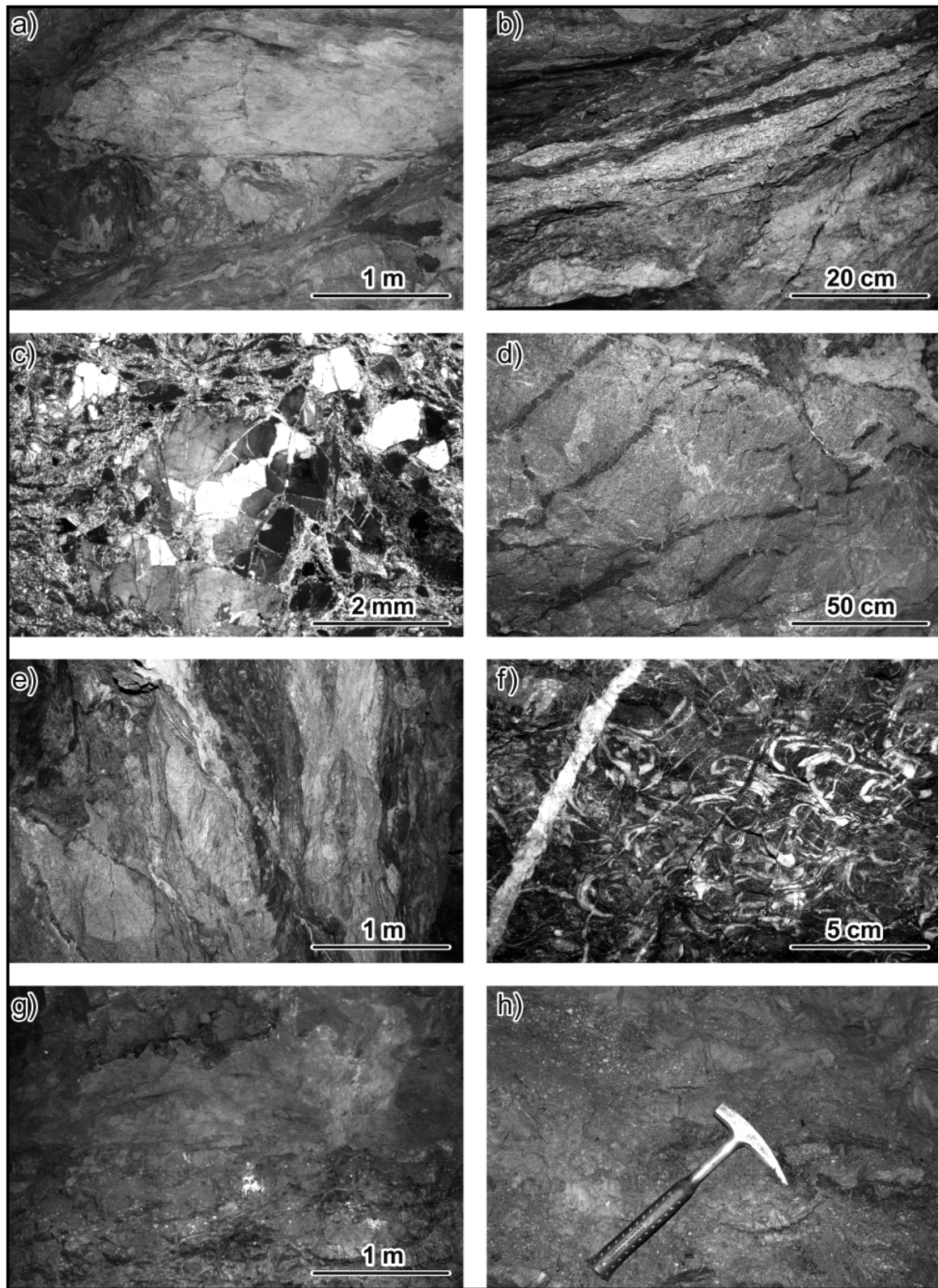
### Litologie, petrografie a mineralogie

Horniny brněnského masivu byly zastiženy I., II. a IV. štolou (obr. 2), přičemž v prvních dvou ve formě silně kaolinizovaných tektonických šupin (obr. 3a, b). Petrograficky se jedná o středně zrnitý kataklazovaný granodiorit. Hornina se skládá z porfyroklastických zrn křemene, živců a chloritu, základní hmotu tvoří křemen, sericit a karbonát. Struktura je porfyroklastická až maltovitá. Křemen xenomorfně omezený tvoří silně undulózně zhášejší až 3 mm velká zrna, která jsou popraskaná (obr. 3c). Trhliny jsou vyplněny karbonátem a sericitem. Živce jsou zcela rozloženy na sekundární sericit. Lištvité průřezy biotitu, v současnosti zcela přeměněného na chlorit, mají velikost až 2 mm a tvoří v hornině až 5 obj. %.

Bazální klastitka devonu jsou vyvinuta jako fialové šedé až zelenošedé (obr. 3d, e), místy silně alterované pískovce. Ve výbrusu se pískovec svou skladbou jeví jako vápňitý pískovec. Z klastické složky je většinou zastoupen pouze křemen, ojediněle se zde nacházejí zcela sericitizované živce, dále byly zjištěny lupínky biotitu a chloritu. Základní hmota má bazální charakter, koroduje okolní zrna a je tvořena karbonátem a jílovými minerály. Pískovec je zrnitostně špatně vytríděný, klastická zrna mají velikost

od 0,1 mm do 3 mm. Křemenná zrna jsou většinou tvarově polozaoblená až poloostrohranná, silně undulózní a rozpraskaná. Praskliny jsou vyplněny karbonátem. Klastickou složku dále tvoří (do 3 obj. %) lupínky chloritu a vzácněji i biotitu. Z akcesorických minerálů byly pozorovány opakní minerály a zirkon. Kolem některých zrn křemene se vytvořil paprscitý lem, může se jednat o sekundární minerál baryt nebo sádrovec. Výskyt sádrovce, popř. anhydritu, byl potvrzen také v pískovci bazálních klastik z jeskyně Suchdolský ponor (Otava et al. 2007).

Z vápenců ve štolě č. II bylo odebráno několik vzorků k petrografickému (P. Čáp) a biostratigrafickému (J. Hladil) popisu. V celé kolekci vápenců bylo zjištěno několik typů – od písčitých vápenců, biomikritových, biosparitových až po biopelosparitové a biopelomikritové vápence. V písčitých vápencích je výrazné zastoupení klastické složky (do 40 obj. %). Základní hmotu tvoří většinou sparit. Písčité vápence jsou zrnitostně špatně vytríděné, klastickou složku většinou tvoří poloostrohranná až ostrohranná zrna křemene o velikosti od 0,04 do 1,5 mm. Jsou-li přítomny skeletální úlomky, jsou většinou vzhledem k silné rekrytalizaci a deformaci nerozlišitelné. Byla identifikovaná skeletální drť po brachiopodech. V biomikritových až biosparitových vápencích základní hmotu tvoří mikrit, mikrosparit, popř. hrubozrnný sparit. Klastická složka je tvořena křemenem (do 2 obj. %) a úlomky schránek (do 10 obj. %). Klastický křemen je poloostrohranný až ostrohranný o velikosti do 0,55 mm. Bioklastické úlomky jsou



Obr. 3: Horniny zastížené štolami ve Křtinském údolí: a – tektonická brekcie granodioritu brněnského masivu, štola č. I; b – tence šupinovitá stavba granodioritu v „jíllovité střížné zóně“ ve štole II; c – mikrofoto silně alterovaného granodioritu ve štole II, zkřížené nikoly; d – zelenošedá bazální klastika s útržky/neptunickými žilami vápenců, štola I; e – fialově šedá bazální klastika a budina granodioritu (vpravo), jv. stěna, štola II; f – lumachela brachiopodů v lažáneckých vápencích, štola I; g – krasové dutiny vyplněné alochtonními písky, štola II; h – detail alochtonních písků, štola II.

Fig. 3: Rocks found in the adits in the Křtiny valley: a – tectonic breccia of granodiorite of the Brno Massif, adit II; b) tectonic slices of granodiorite in a shear zone in the adit II; c – microphoto of strongly altered granodiorite, adit II, crossed polars; d – green-gray basal clastics with clasts/neptunic dykes of limestone, adit I; e – violet-gray basal clastics and a boudin of granodiorite (in the right), SE wall, adit II; f – brachiopod lumachella in the Lažánky Limestone, adit I; g – cavities with allochthonous clastic fill, adit I; h – detail of the karst pocket clastic fill, adit II.

špatně identifikovatelné, většinou jsou rekrystalizované. Byly v nich zjištěny úlomky schránek brachiopodů (?*Borhardtina*), amfipor (*Amphipora* sp., *Amphipora* cf. *angusta*, *Amphipora* cf. *ramosa desquamata*) a blíže neidentifikovatelní červi a sféry. Biopelsparitové až biopelmikritové vápence obsahují v mikritové až mikrosparitové základní hmotě peloidy. Velikost peloidů se pohybuje od 0,05 do 0,3 mm. Klustickou složku tvoří poloostrohanná až ostrohanná zrna křemene (do 3 obj. %) o velikosti od 0,05 do 0,2 mm a úlomky schránek. Z nich byly identifikováni punktátní brachiopodi (?terebratulidi), ?ostrakodi, ?trilobiti, ?řasy a larvální stadia a sféry bez bližšího rozlišení. Celkově lze konstatovat, že se jedná o vápence spodního givetu, patrně přechodné vápence mezi josefovskými až lažáneckými (byly nalezeny i polohy s lumachelami brachiopodů, viz obr. 3f). Jsou to vápence vysloveně mělkovodní, pravděpodobně lagunární sedimenty a sedimenty začínající karbonátové sedimentace.

Orientačně byla rovněž studována průsvitná těžká frakce drcených granodioritů (vzorky G1 a G2 v tab. 1 a obr. 4) a pískovců (vzorek BKD v tab. 1 a obr. 4). Samotné minerální složení (podobné zirkon-apatitové až apatit-zirkonové asociace) nebylo překvapením. Značný rozdíl mezi asociacemi granodioritů a pískovců však byl v poměrech idiomorfních a oválných zirkonů, tedy vlastnosti neovlivnitelné alteracemi nebo selektivním tříděním (obr. 4). U granodioritů převažují idiomorfní zirkony nad oválnými v poměrech 8 : 1 až 26 : 1, zatímco v pískovcích je poměr menší než 3 : 1. Zajímavé je rovněž zastoupení barytu v pískovcích. Jeho původ může být epigenetický, hydrotermální, ale i synsedimentární. V případě preparátů z granodioritů je zcela zřejmé, že alterační procesy zcela „zlikvidovaly“ chemicky méně stabilní minerály, především amfiboly. Závěrem můžeme s určitou opatrností konstatovat, že alterovaná a mylonitizovaná drť granodioritů má několikanásobně (3× až 8×) vyšší převahu idiomorfních

zirkonů nad oválnými nežli mylonitizovaná a alterovaná drť pískovců.

### Sedimentární výplně dutin

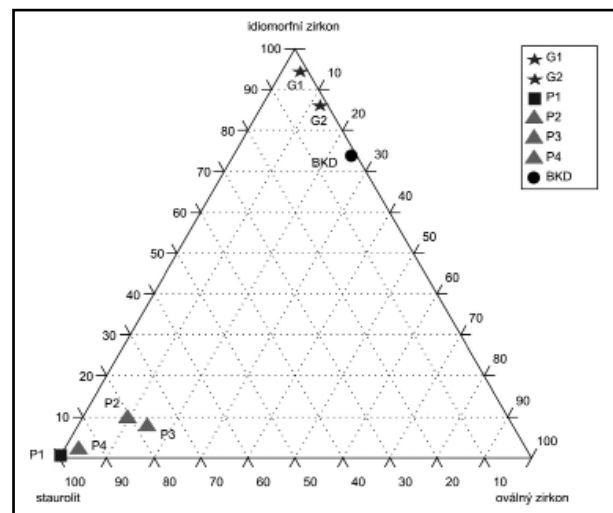
Ve štolách č. I a II byly na několika místech zastíženy menší (do 1 metru) víceméně subhorizontální krasové dutiny vyplněné žlutými až okrovými jemnozrnnými až hrubozrnnými písky (obr. 3g, h). Nevápnité písky byly bezfosilní, proto bylo genetické a provenienční studium soustředěno na posouzení asociací průsvitných těžkých minerálů. Obecně, či spíše teoreticky přicházejí v úvahu jako zdroje detritu lokální horniny, tedy především magmatity brněnského masivu a devonská klastika. Dalšími možnými zdroji byly sedimenty mladších formací, tedy v menší míře jurské sedimenty, dále usazeniny sladkovodního cenomanu peruckých vrstev, a především rudické vrstvy. Do úvahy bylo nutno brát i mladoterciární sedimenty ottnangu a badenu. Škálu potenciálních zdrojů uzavírají nejmladší fluvialní kvartérní sedimenty. Všechny zmíněné potenciální zdroje mají naštěstí dosti specifické asociace průsvitné těžké frakce, proto naděje na úspěch byla značná.

Ze štoly č. II byla studována výplň dutiny 10 m od vchodu, tvořená hnědým, jemně až středně zrnitým pískem. Ze štoly č. I (poblíž Vaječnicku) byly studovány jemnozrnné písky z dutiny 30 m od vchodu a hrubozrnné písky z dutin vzdálených 55 m a 60 m od vchodu.

Z asociací uvedených v tab. 1 je zřejmé, že vzorky z metrů 55 a 60 z I. štoly mají díky staurolitovým asociacím nejbližší k pískům ottnangu. Pouze písky ze štoly

Obr. 4: Poměry vybraných typomorfních minerálů v průsvitné těžké frakci allochtonních písků (P1-4), v granodioritech (G1, G2) a pískovci (BKD), přesnější lokalizace a charakteristika viz obr. 1, 2 a tab.1.

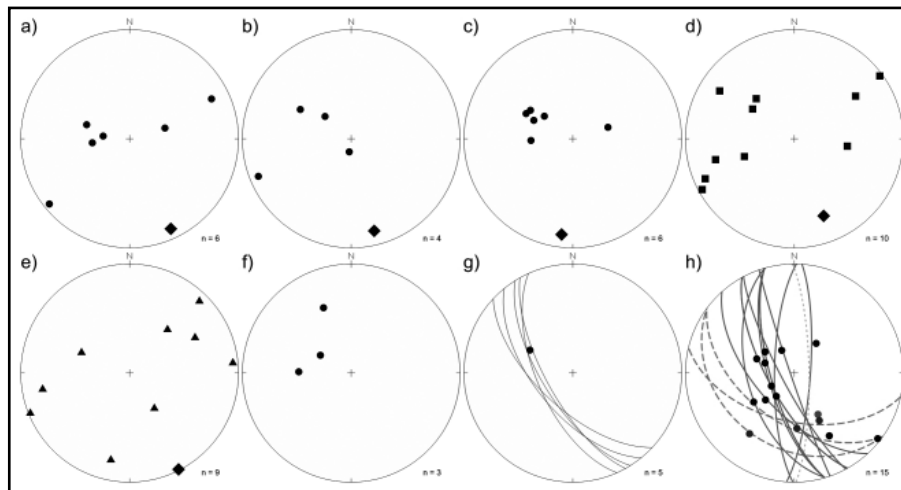
Fig. 4: Relations of selected typomorphic minerals in the translucent heavy mineral assemblages of the allochthoneous sands (P1-4), of granodiorites (G1 and G2) and of sandstone (BKD). More detailed location and specification see Fig. 1 and 2 and Tab. 1.



Preparát, LOKALIZACE	granát	zirkon idiomorfní	zirkon oválný	apatit	rutil	turmalín	epidot	staurolit	amfibol	kyanit	ostatní	značka viz obr. 4	litologie
3157-BO137A – štola 1 – 60 m	2,1	1,3	1,3	0,4	3,4	1,5	1,1	78,2	1	7,1	2,6	P1	písek
3174-BO137B – štola 1 – 55 m	2,1	6,4	5,6	6,4	10,6	5,3	3,9	50,5	2,5	3,9	2,8	P2	písek
3156-BO137C – štola 1 – 30 m	20,8	4,5	8,0	1,2	7,0	3,8	0,5	44,0	0,2	6,1	3,9	P3	písek
3201-BO138A – štola 2 – 10 m	0,0	0	0,0	0,0	3,4	7,6	1,7	74,8	0	10,9	1,6	P4	písek
3154-BO138B – štola 2 – 70 m	0,0	30	1,2	66,9	0,0	0	0,7	0,0	0	0,0	1,2	G1	granodiorit
3176-BO138C – štola 2 – 70 m	0,0	64,7	8,8	20,6	0,0	2,9	0	0,0	0	0,0	3,0	G2	granodiorit
3154-BO138D – štola 2 – 60 m	1,3	39,1	13,7	31,7	0,5	0,8	0,3	0,0	0	0,0	12,6	BKD	pískovec

Tab. 1: Tabulka asociací průsvitných těžkých minerálů (mod. %) ze štol č. III a IV.

Tab. 1: Summary sheet of the translucent heavy mineral assemblages (mod. %) from adits No. III and IV.



Obr. 5: Strukturální diagramy (spodní polokoule, Lambertova projekce): a – póly vrstevnatostí ze štoly I; b – póly vrstevnatostí ze štoly II; c – póly vrstevnatostí ze štoly III; d – póly kliváže ze štoly II; e – póly násunových zlomů ze štoly II; f – rýhování na násunových zlomech ze štoly II; g – orientace jílovité střížné zóny a rýhování na ní (štola II); h – mladé zlomy s jílovitou výplní a jejich rýhování (plně bez určeného smyslu pohybu, čárkovaně přesmyky, tečkovaně poklesy). Průměrné osy vrás vyznačeny diamantem.

Fig. 5: Tectonic plots (lower hemisphere, equal area projection): a – poles to bedding in adit I; b – poles to bedding in adit II; c – poles to bedding in adit III; d – poles to cleavage in adit II; e – poles to thrust planes in adit II; f – striae on thrust planes in adit II; g – orientation of the shear zone with granitoid boudins (adit II); h – young faults with clay fill (solid line for faults with undefined shear sense, dashed line for reverse faults, dotted line for normal faults). Mean fold axes are marked by black diamonds.

č. I z metráže 30 vykazují pestřejší složení. Konkrétně zastoupení granátů (21 mod. %) prozrazuje příměs detritu kulmské proveniencie transportovaného buď paleotokem Křtinského potoka anebo již dříve do písků ottnangu. Vzorok z druhé štoly (10 m od vchodu) je výrazně staurolitický, granát zcela chybí a typomorfní těžké minerály rudických písků tvoří téměř 98% průsvitné těžké frakce. Kvantitativní rozdíl od typické „rudické“ asociace tkví u tohoto vzorku ve výrazné redukci kyanitu na úkor staurolitu. Takovou změnu můžeme vysvětlit mechanickou destrukcí dokonale štěpných kyanitů během redepozice do dutin a jejich relativním ochuzením vůči staurolitům. Důležité poměry mezi ultrastabilními minerály, tedy výrazná převaha turmalínů nad rutily, zůstaly neporušeny. Vápence Babické plošiny jsou pokryty relikty jak rudických vrstev, tak miocenních písků, které byly redeponovány a zaklesávaly do vápencového podloží.

### Strukturální prvky

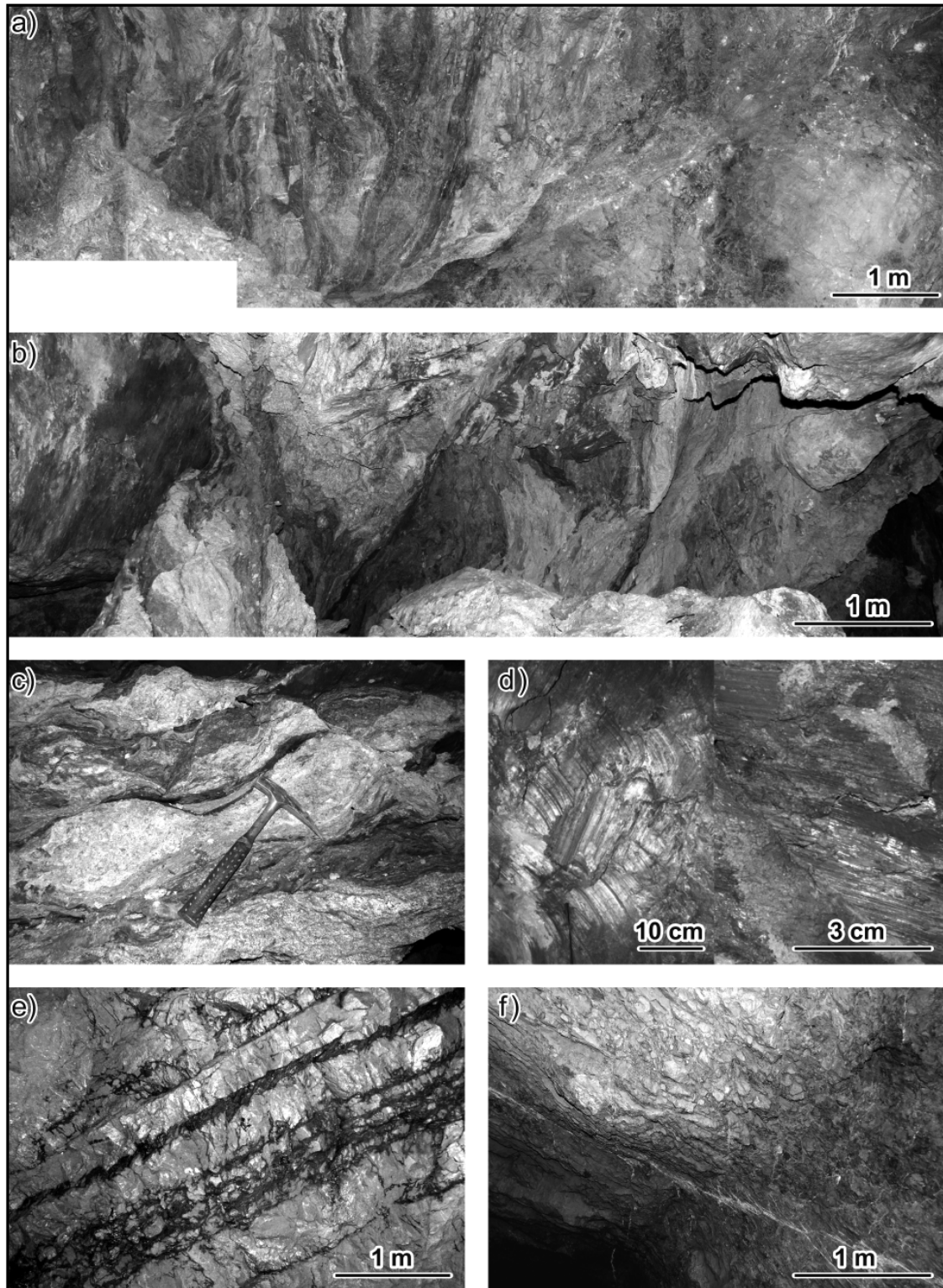
Měření vrstevnatosti ve všech štolách potvrdila poměrně jednoduchou monoklinální, k J až JV se uklánějící stavbu (obr. 5) porušenou pouze několika vrásami. Jedná se o přímé rozevřené vrásky větších (metrových) vlnových délek. Poblíž střížných zón (viz dále) vznikla ve vápencích i bazálních klastikách výrazná kliváž, která je zvrásněná ve vrásky menších měřítek (decimetry), jejichž osy se uklánějí také mírně k JV (obr. 5d), i když jednotlivé vrásové osy mají od hlavního trendu poměrně velký rozptyl. Za zmínku také stojí vrása odlepení ve štole č. I v podloží násunového zlomu (obr. 2).

Štoly ve Křtinském údolí zachytily dvě výrazné tektonické zóny (obr. 1). Ve štole č. IV byl zachycen kontakt

brněnského masivu s bazálními klastiky a lažáneckými vápenci cyklu Býčí skály. Ačkoliv jsou horniny v „normálním sledu“ (obr. 2), struktury na jejich kontaktech naznačují spíše tektonický charakter těchto kontaktů. Jasně patrné je narůstání deformace v lažáneckých vápencích směrem ke kontaktu s bazálními klastiky a potažmo horninami brněnského masivu. Ta se projevuje vznikem mezivrstevních střížných zón paralelních s vrstevnatostí, provázených vznikem kliváže a tlakovým rozpouštěním (obr. 6e). Hornina získává charakteristickou černou barvu v důsledku relativního nabohacení nerozpustným zbytkem převážně organického charakteru. Směrem ke kontaktu tyto zóny přibývají, objevuje se také kliváž mírně kosá k vrstevnatosti (cca 26°). Vlivem

křížení kliváže paralelní s vrstevnatostí s touto kosou kliváží a tlakovému rozpouštění došlo ve vápencích ke vzniku „hlíznaté“ textury (obr. 6f). Postupně je takto postižen čím dál větší objem horniny. Nejbližše kontaktu je deformace tak intenzivní, že došlo ke vzniku tzv. plástevnaté textury známé např. z intenzivně deformovaných sledů hranického paleozoika (např. Dvořák 2005) – tedy ke vzniku výrazné kliváže až mylonitové foliace (obr. 6f).

Ve štole č. II byly zachyceny tři struktury (deformační zóny), které spolu pravděpodobně úzce souvisejí (jsou odděleny mladšími zlomy, takže je rekonstrukce jejich vztahů podstatně ztížena). V lažáneckých vápencích je těsně před závalem vyvinuta tence šupinovitá struktura (obr. 6a). Jednotlivé šupiny jsou odděleny mylonitovými zónami, zbarvenými do černa relativním nabohacením organické hmoty při tlakovém rozpouštění během deformace. Tyto mylonitové zóny jsou provrášněny, póly ploch mylonitizace padají v diagramu na obr. 5e na oblouk, jehož  $\pi$ -pól se uklání k JV a je tedy do značné míry kompatibilní s vrásovými osami (obr. 5). Rýhování změřená na násunových plochách se uklánějí k SZ. Smysl pohybu se nepodařilo spolehlivě zjistit ani v makro- ani v mikroměřítku. Přestože byly dvakrát odebrány vzorky na určení stratigrafie z každé ze 4 šupin, byla většina vzorků negativních a ty co nebyly, prokázaly stejné stáří vápenců, takže nelze stanovit délku sunutí těchto násunů, a tedy ani významnost této struktury. Může se jednat o doprovodnou strukturu nějaké významnější násunové zóny. Dále na JV bylo vymapováno několik šupin bazálních klastik postižených silnou provrášněnou kliváží s generelním úklonem k JJV (obr. 5d). Jednotlivé šupiny jsou odděleny střížnými zónami, na některých jsou zavlečeny šupiny vápenců (obr. 6b vpravo).



Obr. 6: Deformační struktury zastižené štolami ve Křtinském údolí: a – šupinovitá stavba lažáneckých vápenců ve štole II; b – „jílovitá“ střížná zóna s budinami brněnského masivu (vlevo) a šupinou vápence v bazálních klastikách (vpravo); c – budiny granodioritu, štola II; d – detaily výplní mladých zlomů, vlevo ze štoly II, vpravo ze štoly I; e – mezivrstevní střížné zóny v lažáneckých vápencích zvýrazněné kliváží a tlakovým rozpouštěním, v centrální části počáteční stadium vzniku „hlíznaté“ textury, štola IV; f – silně deformované lažánecké vápence při kontaktu s bazálními klastiky, „hlíznatá“ textura přechází s narůstající deformací postupně až v „plástevnatou“ texturu, štola IV.

Fig. 6: Deformation structures documented in the Křtiny vally adits: a – tectonic slices of the Lažánky limestone in the adit II; b – “clay” shear zone with granodiorite boudins (in the left) and a slice of limestone in the basal clastics (in the right); c – granodiorite boudins, adit II; d – clay fill details of two young faults, adit II in the left, adit I in the right; e – bedding parallel shear zones in the Lažánky Limestone marked by cleavage and pressure solution, in the central part note that the limestone is sheared into “nodular” structure, adit IV; f – highly strained Lažánky Limestone at the contact with basal clastics, the “nodular” structure transforms into “plate” structure near the contact, adit IV.

Na hranici bazálních klastik a nadložních lažáneckých vápenců je vyvinuta snad nejzajímavější deformační zóna, která nepostihla pouze bazální klastika a vápence, ale obsahuje i šupinu granodioritů brněnského masivu (obr. 6b). Tato střížná zóna má orientaci 230/65 a podařilo se na ní změřit i rýhování – 298/53. Horniny brněnského masivu tvoří několik centimetrů až decimetrů mocné budinované polohy. Makroskopicky, i podle charakteru budináže jsou do této zóny zapracovány dva typy granitoidů (obr. 3b, 3c). Jedná-li se o různé typy granodioritů, různý stupeň jejich alterace či o žílu aplitu či pegmatitu není zatím jasné. Zajímavé ovšem je, že celá, několik metrů mocná, střížná zóna je silně alterovaná (v podstatě přeměněná v jílovitou hmotu), a to jak granitoidy, tak i bazální klastika, a obsahuje mocné polohy silně prohněteného tektonického jílu.

Podobnou tektonickou zónu zachytila i štola č. I, pouze s tím rozdílem, že místo budinovaných granodioritů obsahuje v nejsvrchnějších partiích cca 1 m mocnou šupinu granodioritu v nadloží granodioritové brekcie tmelené tmavě šedým jílem (obr. 3a). Podle pozice brekcie v podloží mocné šupiny granodioritu a charakteru tokových staveb mezerní hmoty se pravděpodobně jedná o tektonickou brekciu. Pod touto brekcií leží poloha tmavě šedého provrásněného jílu a pod ní šupina zelenošedých, silně alterovaných bazálních klastik.

Ve všech štolách byly zaznamenány zlomy s různými výplněmi. Nejzajímavější jsou zlomy s jílovitou výplní. Nejčastější jsou rezavě až masově červené jíly, dále okrové a tmavě šedé jíly (obr. 6d). Z diagramu na obr. 6d lze vyčíst dvě nevýrazné skupiny zlomů: 1) ssz.-jv. orientované zlomy s rýhováními orientovanými po spádnicí s neurčeným smyslem pohybu (což je bohužel u těchto zlomů poměrně častý jev); 2) většinou szs.-jv. orientované levostranné přesmyky. Silná přednostní orientace zlomů a absence indikátorů smyslu pohybu na drtivé většině z nich však v podstatě vylučuje provedení napjatostní analýzy a sofistikovanější separaci zlomů do homogenních fází. Získané výsledky by byly extrémně zavádějící.

### Diskuze a závěr

Studium průsvitné těžké frakce písků v krasových dutinách ukázalo velkou podobnost sedimentů s facií rezavě okrových písků ottnangu. Analogické asociace byly zastíženy na mnoha lokalitách Brněnska (např. Bystrc – Buriánek et al. 2012, lokalita Bohunice – Nehyba et al. 2007). Vysoké zastoupení staurolitů v těžké frakci písků ottnangu popisuje i Hypr (1957). Staurolitem bohaté asociace jsou poměrně běžné v píscích relativně výše situovaných, geneticky starších jeskyní (např. Otava 1989, Němec – Otava 2006). Jeden ze vzorků je vysvětlován spíše redepozicí sedimentů rudických vrstev.

Orientační studium průsvitné těžké frakce devonských pískovců a neoproterozoických granodioritů, resp. produktů jejich alterace naznačuje možnost odlišení

magmatitů od pískovců na základě posouzení zirkonové populace. Magmatity mají 7×, resp. 25× více idiomorfních zirkonů, nežli oválných, zatímco u sedimentů je tento poměr výrazně nižší, méně než 3. Ternární diagram znázorňující poměry idiomorfních zirkonů, oválných zirkonů a staurolitů navíc spolehlivě oddělí allochtonní písky od sypkých produktů alterace pevných hornin (obr. 5).

Strukturální situace ve štolách I a II není přes všechny získané údaje zatím zcela jasná. Za prvé není zcela jasný charakter střížné zóny/násunu ve štole č. II. Šupiny bazálních klastik mají opačný sklon než mylonitové zóny ve vápencích i než střížná zóna s budinami granitoidů. Mohlo by se tedy jednat o protikloně orientovaný duplex mezi dvěma násunými. Všechny tři struktury by také mohly být součástí jedné násunové zóny s normální asymetrií šupin, která byla zvrásněna mladší deformací. V tomto případě by tato tektonická zóna mohla reprezentovat starší generaci násunů (ve smyslu Melichara – Kalvody 1997, Reze et al. 2011), které byly převrásněny vlekem při nasouvání mladší generace násunů. Podobná struktura byla popsána v údolí Křtinského potoka 1 km od Adamova (Rez – Melichar 2002). S touto druhou možností se pojí možnost třetí: šupinovitá zóna bazálních klastik by mohla reprezentovat starší generaci násunů a střížná zóna s budinami brněnského masivu mladší generaci násunů. Tuto možnost podporuje i fakt, že ve štole č. I je přítomna pouze střížná zóna s brněnským masivem.

Druhým problémem ve štolách č. II a I je relativní stáří jílovitých střížných zón s budinami brněnského masivu. Zlomy s jílovitou výplní, která vznikla mechanickým drčením horniny až na tektonický jíl, jsou obecně považovány za velmi mladé, protože jejich jílovitá výplň „nestihla“ litifikovat. Jílovité střížné zóny však nesou známky plastické, a pravděpodobně tedy starší deformace (rozhodně deformace v diametrálně odlišném tlakově-terмальním režimu). Jedná se tedy pravděpodobně o mladší reaktivaci starší tektonické zóny. Tento fakt podporuje shodná orientace starší střížné zóny s přednostně orientovanými zlomy s jílovitou výplní (obr. 4g, h). Nicméně shoda směrů rýhování na evidentně starých násunových strukturách (obr. 4f) s rýhováními na takto zmlazených plochách (obr. 4g) a zároveň s rýhováními na evidentně mladých zlomech (obr. 4h) je přinejmenším zajímavá a volá po hlubší analýze.

### Poděkování

Autoři děkují J. Hladilovi a P. Čápkovi za pomoc při petrografickém a biostratigrafickém popisu vzorků. L. Kociánové za vynesení štol do topografické mapy a v neposlední řadě CHKO Moravský kras (dr. A. Tůmovi) za iniciaci celé akce a povolení vstupu do štol. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování území České republiky 1 : 25 000 – oblast Brněnsko).

**Literatura**

- Buriánek, D. – Tomanová Petrová, P. – Otava, J. (2012): Kde je zdroj klastických sedimentů miocénu Brněnska? – *Acta Musei Moraviae, Scientae geologicae*, 97, 1, 153–166.
- Dvořák, J., et al. (1961): Zpráva o výzkumném úkole č. X. Základní výzkum moravského paleozoika, část I. Závěrečná zpráva o základním výzkumu devonu a spodního karbonu Moravského krasu. – MS Geofond Praha.
- Dvořák, J. – Pták, J. (1963): Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. – *Sborník geologických věd, Geologie*, 3, 49–84. Praha.
- Hladil, J. (1983b): Cyklická sedimentace v devonských karbonátech macošského souvrství. – *Zemní plyn a nafta*, 28, 1, 1–14. Hodonín.
- Hypr, D. (1975): Miocenní jeskynní sedimenty v oblasti Moravského krasu a okolí. – MS diplomová práce, PŘF UJEP Brno.
- Melichar, R. – Kalvoda, J. (1997): Strukturně-geologická charakteristika němčicko-vratíkovského pruhu. – *Sborník II. semináře České tektonické skupiny*, 51–52.
- Nehyba, S. – Otava, J. – Bubík, M. – Petrová, P. – Kirchner, K. (2007): Miocenní sedimenty v Brně-Bohunicích (ubytovna Fakultní nemocnice Brno). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006*, 14, 31–34. Brno
- Němec, F. – Otava, J. (2006): Provenience a geneze sedimentů puklin a jeskyní Stránské skály. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2005*, 13, 14–15. Brno.
- Otava, J. (1989): Těžké minerály jeskynních písků Suchého žlebu a okolí. – *Sborník Okresního muzea Blansko*, 65–69. Blansko.
- Otava, J. – Audy, I. – Audy, M. – Buriánek, D. – Baldík, V. – Gilíková, H. – Hanžl, P. – Havíř, J. – Novotný, R. – Vít, J. (2007): Nástin geologie jeskyně Suchdolský ponor a okolí v Moravském krasu. – *Speleofórum 2007*, 26, 90–95.
- Rez, J. – Melichar, R. (2002): Tektonika výskytu devonu u Adamova. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2001*, 9, 57–61.
- Rez, J. – Melichar, R. – Kalvoda, J. (2011): Polyphase deformation of the Variscan accretionary wedge: an example from the southern part of the Moravian Karst (Bohemian Massif, Czech Republic). – In: Poblet, J. – Lisle, R. J. (eds): *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*. – *Geological Society Special publications*, 349, Geological Society London, 223–235.



# PETROFYZIKÁLNÍ CHARAKTERISTIKA HRANIČNÍHO INTERVALU DEVONU A KARBONU V MORAVSKÉM KRASU

Petrophysical signature of the Devonian/Carboniferous boundary interval in the Moravian Karst

Tomáš Kumpan<sup>1</sup>, Ondřej Bábek<sup>1,2</sup>, Jiří Kalvoda<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: kumpan.tom@gmail.com

<sup>2</sup> Katedra geologie PŘF UP, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

(24-41 Vyškov)

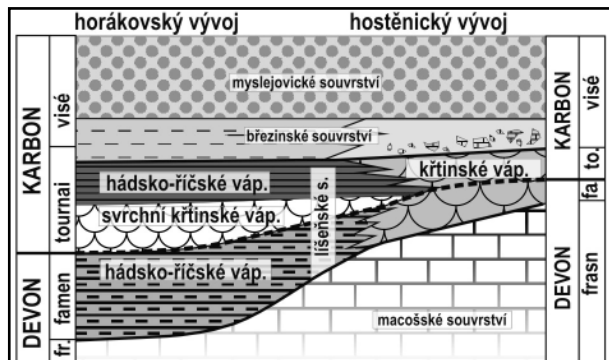
**Key words:** Famennian, Tournaisian, petrophysics, Líšeň Formation, Hangenberg Event

**Abstract**

The first results of the petrophysical research (gamma-ray spectrometry, magnetic susceptibility, diffuse spectral reflectance) of the Devonian/Carboniferous boundary interval in the southern and middle part of the Moravian Karst demonstrate a good correlation potential of outcrop logging by gamma-ray spectrometry. This method allows us to correlate distinct petrophysical patterns through the different lithofacies developments (Horákov and Hostěnice facies), while magnetic susceptibility and diffuse spectral reflectance failed to show correlatable patterns. The most prominent petrophysical patterns at the sections can be correlated with the polyphase Hangenberg Event.

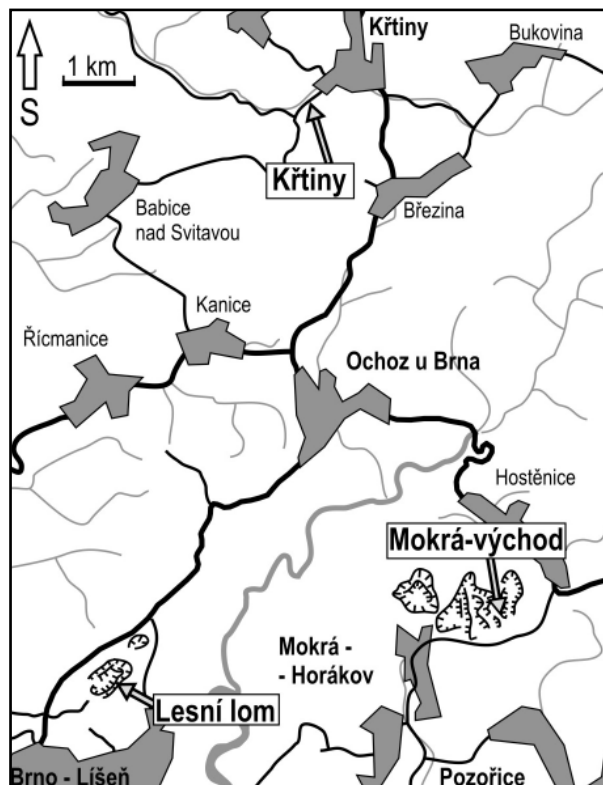
**Úvod**

Hranice mezi devonem a karbonem (D-C) je globálně doprovázena hromadným vymíráním, výraznými faciálními a geochemickými změnami či rozsáhlými hiáty v důsledku eustatických oscilací, označovaných jako hangenberský polyfázový event, spojený s krátkodobým zaledněním Gondwany (Isaacson et al. 2008). V jižní a střední části Moravského krasu je odkryt průběh hranice D-C ve dvou litofaciálních vývoji líšeňského souvrství (obr. 1). V mělkovodnějším hostěnickém vývoji je při D-C hranici patrna kondenzace a hiát, kdežto hlubokovodnější horákovský vývoj zahrnuje nepřerušovaný sled všech konodontových zón od famenu do tournai. V rámci současných snah Mezinárodní stratigrafické komise o redefinici problematcky stanovené hranice D-C a jejího stratotypu (La Serre, jižní Francie) vyvstala potřeba zpřesnit biostratigrafické korelace kombinací sekvenčně-stratigrafických, geochemických a petrofyzikálních metod. Na lokalitách Lesní lom, Mokrá-východ a Křtiny (obr. 2) byly vybrány



Obr. 1: Stratigrafické schéma paleozoika Moravského krasu (podle Reze et al. 2011).

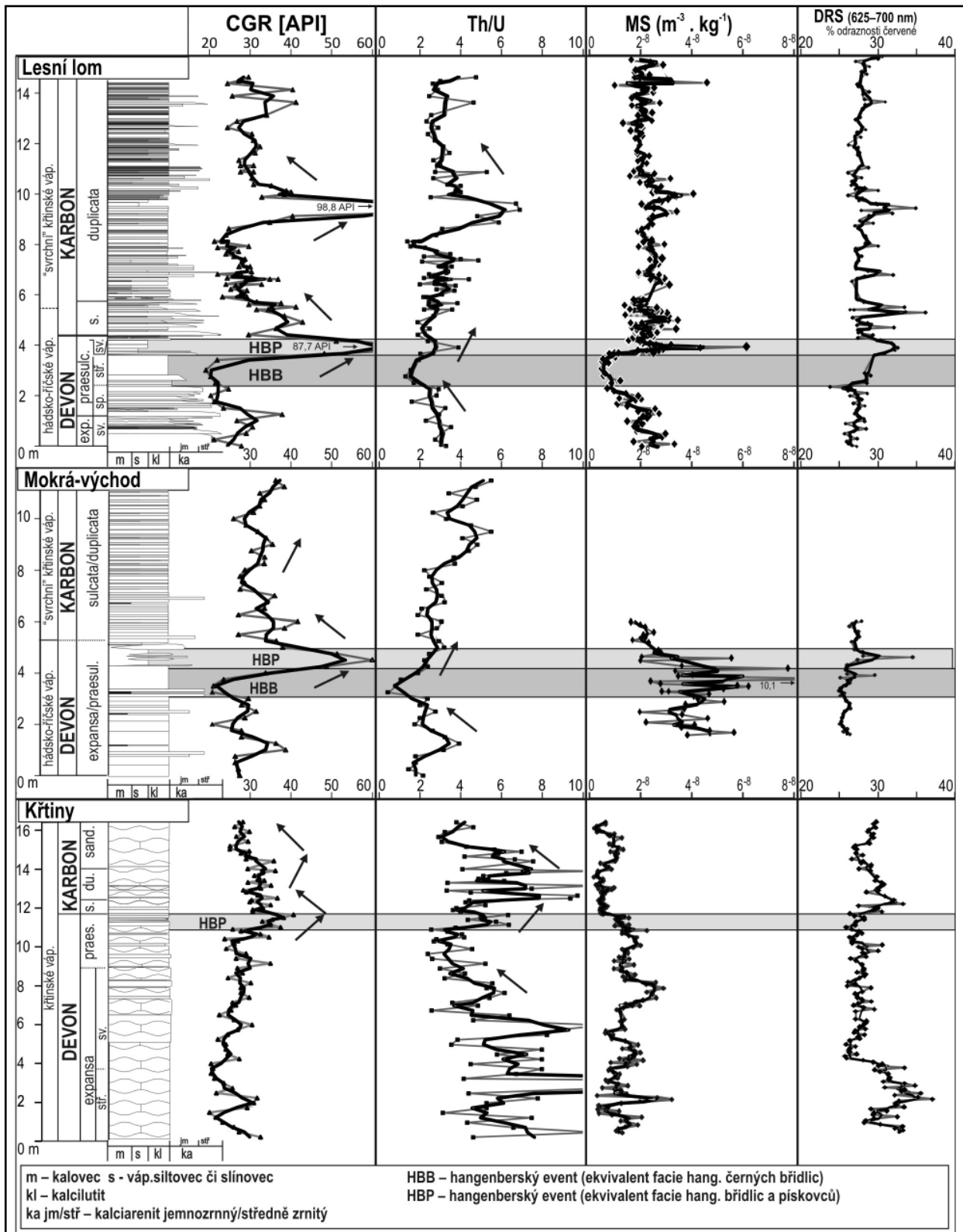
Fig. 1: Stratigraphic diagram of the Moravian Karst Palaeozoic (after Rez et al. 2011).



Obr. 2: Lokalizace studovaných profilů.

Fig. 2: Localization of the studied sections.

profily pro vypracování vysoce rozlišující integrované stratigrafie, jejíž klíčovou součástí jsou petrofyzikální metody – terénní gamaspektrometrie (GRS), hmotnostně specifická magnetická susceptibilita (MS) a spektrometrie difuzního odraženého světla (DRS). GRS a MS mohou reprezentovat proxy parametry klastické příměsi v karbonátech a tak indikovat přínos terigenního materiálu do karbonátového systému nebo rychlost produkce karbonátu (Rider 1999,



Obr. 3: Litologická a petrofyzikální schemata studovaných profilů.  
 Fig. 3: Lithologic and petrophysical logs of the studied sections.

Ellwood et al. 1999). DRS může indikovat míru oxidace dna nebo redox potenciál v sedimentu během rané diagenéze (Koptíková et al. 2010). Cílem práce bylo 1.) zjištění petrofyzikálních vlastností hraničního intervalu D–C, od svrchního famenu do spodního tournai, v obou zmíněných faciálně odlišných vývoji jižní a střední části

Moravského krasu, 2.) určení jejich trendů a 3.) ověření jejich potenciálu pro zpřesnění biostratigrafické korelace.

**Metody**

Pro terénní GRS měření byl použit gamaspektrometr Exploranium RS-230 Super Spec (Radio Solutions

Inc.) s BGO detektorem  $2'' \times 2''$ . Profily byly měřeny s pravidelným vertikálním krokem (25 cm) a dobou měření 180 s v každém bodě. Naměřené koncentrace K (%), U (ppm) a Th (ppm) byly přepočítány na hodnoty CGR (Clay Gamma Ray), používané v naftovém průmyslu, které lépe odrážejí přítomnost jílu, dle vzorce CGR [API]=Th[ppm] \*3,93+K[%]\*16,32 (Rider 1999). Sledován byl také poměr Th/U, odrážející redoxní podmínky v sedimentu. Pro MS a DRS byly odebrány vzorky čerstvé horniny (15–60 g) bez výrazných alterací či žilkování, v pravidelném vertikálním kroku 3 až 10 cm. MS byla měřena na laboratorním kapamůstku KLY-4 (Agico, s. r. o., intenzita magnetického pole  $300 \text{ Am}^{-1}$ , frekvence 920 Hz, citlivost  $4 \times 10^{-8} \text{ SI}$ ) a je vyjádřena v  $\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ . DRS byla naměřena na čerstvých a rovných lomných plochách vzorků ručním spektrálním fotometrem SP-62 (X-Rite, USA). Výsledkem měření je křivka odraznosti ve vlnově délkovém pásmu 400–700 nm s krokem 10 nm a kolorimetrické parametry  $L^*a^*b^*$  v barevném prostoru CIE  $L^*a^*b^*$  (Comission International l'Éclairage). Procenta odraznosti jednotlivých spekter (vyobrazeny křivky odraznosti červené; 625–700 nm) byla normalizována k celkové odraznosti. Píky prvních derivací odraznosti křivky byly použity pro semikvantitativní zjištění množství goethitu (425–445 a 525–535 nm) a hematitu (565–575 nm) (Barranco et al. 1989).

### Litologie a petrofyzikální data

#### Lesní lom ( $49^{\circ}13'18'' \text{ N}$ ; $16^{\circ}41'46'' \text{ E}$ )

Hraniční D–C profil v horákovském vývoji je odkryt v Lesním lomu na kontaktu hádsko-říčských a „svrchních“ křtinských vápenců (obr. 2 a 3). Významný je z hlediska nepřerušeno sledu hraničních konodontových zón, studovaných v rozsahu od svrchní *Palmatolepis gracilis expansa* až do svrchní *Si. duplicata*, o celkové mocnosti 15 m. GRS hodnoty jsou ve svrchnofamenské části profilu s hádsko-říčskými vápenci (0 až 3,4 m; zóna sv. *Pa. gr. expansa* až stří. *Si. praesulcata*) nízké (průměr CGR 24,7 API) a jeví do nadloží klesající trend, který kulminuje v poloze laminovaného kalcilutitu (tzv. „laminit“; 2,5 až 3,4 m; CGR

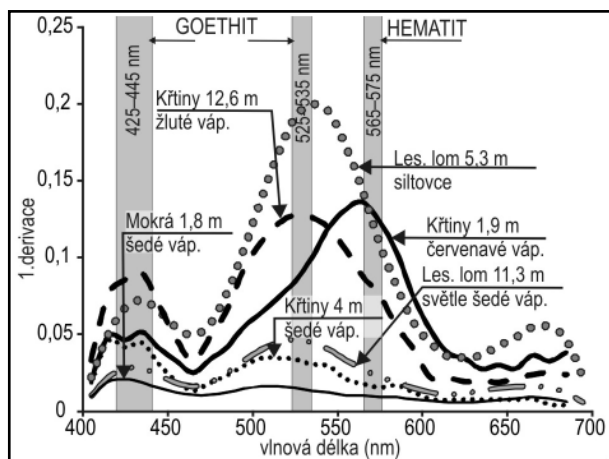
20,3 API) s výrazně nízkým poměrem Th/U (<2; s minimem 1,29). Kalovce s čočkami vápenců a vápnité siltovce v nadloží laminitu (3,4 až 4,2 m; zóna stří. *Si. praesulcata*) jsou doprovázeny výrazným píkem (CGR 87,72 API), který je následován do nadloží pozvolna klesajícím trendem v rámci výrazně heterolitického sledu kalciaerenitů, kalcilutitů a siltovců (4,2–8,6 m; sv. *Si. praesulcata* – *Si. duplicata*). Další výrazný kladný pik hodnot CGR (98,8 API) a koncentrací K a Th se objevuje v intervalu 8,6–10,0 m, v polohách s větším podílem kalovcových a siltovcových poloh (zóna *Si. duplicata*). Na křivce magnetické susceptibility se projevuje skok od nízkých do vysokých hodnot SI těsně na hranici mezi laminitem ( $1,1 \times 10^{-9}$ ) a nadložními kalovci ( $5,7 \times 10^{-8}$ ), který je korelovatelný se záznamem CGR. DRS křivka je při bázi (0,0–3,4 m) v nízkých hodnotách, nad laminitem dochází k nevelkému nárůstu s několika drobnými píky v polohách siltovců (obr. 3). DRS signál je řízen goethitem (obr. 4).

#### Mokrá – východ ( $49^{\circ}13'44'' \text{ N}$ ; $16^{\circ}46'8'' \text{ E}$ )

Další odkryv hranice D–C v horákovském vývoji byl zastižen v lomu Mokrá-východ, kde byl studován v mocnosti 11,5 m (obr. 2 a 3). Sled je v překocené pozici a výrazněji tlakově deformován. Konodontové fauny jsou zde poměrně chudé a doposud nebyly nalezeny klíčové druhy pro jemnější biostratigrafické rozčlenění. Faciálními změnami je profil velmi podobný lokalitě Lesní lom, zastoupeny jsou však jemnozrnnější facie. Trendy GRS křivek jsou téměř totožné s profilem v Lesním lomu. Ve spodní části studovaného profilu (0,0–3,7 m), v hádsko-říčských vápencích (?zóna *Pa. gr. expansa* s.l. – *Si. praesulcata* s.l.), má GRS klesající trend s kulminací v intervalu s černými břidlicemi a laminitem (CGR 20,8 API). Koncentrace uranu zde však dosahuje svého maxima (6,6 ppm), což se projevuje také na nízkém poměru Th/U (min. 0,42). Nadložní siltovcová poloha s čočkami kalcilutitů (4,0–5,0 m) má pozitivní pik CGR (60,3 API) s následným klesajícím trendem do tournaiských křtinských vápenců. V intervalu 8,25–11,5 m GRS mírně vzrůstá. MS má vzrůstající hodnoty s velkými oscilacemi na bázi profilu, s maximy v laminitu ( $1,1 \times 10^{-7}$ ). Nadložní sekvence má sestupný trend. DRS hodnoty mají stejný charakter jako v Lesním lomu (obr. 3 a 4).

#### Křtiny ( $49^{\circ}17'37'' \text{ N}$ ; $16^{\circ}44'6'' \text{ E}$ )

D–C hraniční interval v hostěnickém faciálním vývoji je odkryt v lomu u Křtin (obr. 1 a 2), kde byl studován v mocnosti 16 m, v rozsahu od zóny střední *Pa. gr. expansa* do zóny *Siphondella sandbergi* (obr. 3). V celé mocnosti se jedná o monotónní, více či méně hlíznaté, převážně lavičovitě kalcilutity. Při bázi měřeného profilu, v červenavých kalcilutitech zóny stří. *Pa. gr. expansa*, jsou GRS hodnoty nejnižší (CGR 20,7 API) a s pravidelnými oscilacemi rostou do šedých vápenců zóny spodní *Si. praesulcata*. Červenavé vápence mají výrazně oscilující poměr Th/U (~4 až >7), který do nadložních šedých vápenců mírně klesá až k nejvyšším famenským polohám. Na úplném závěru famenského sledu (10,7–11,4) jsou kalcilutity silně hlíznaté a GRS zde dosahuje nejvyšších hodnot (CGR 40,35 API).



Obr. 4: První derivace spektrálně odraznostních křivek z vybraných vzorků.

Fig. 4: First derivatives of spectral reflectance curves from selected samples.

V zóně *Si. sulcata* a *Si. duplicata* (11,4–12,5) je patrný klesající trend. Uvnitř zóny *Si. duplicata* (12,5–14,1) dochází k mírnému nárůstu CGR (35,91 API) a Th (5,4 ppm), které do zóny *Si. sandbergi* opět klesají. MS signál je ve famsenské části vyšší (v průměru  $1,4 \times 10^{-8}$ ), na bázi tournai dochází ke skokovému snížení (průměr  $6,1 \times 10^{-9}$ ). DRS hodnoty jsou v červenavých kalcilutitech při bázi profilu (0,0–3,1 m) vysoké, řízené hematitem, a v šedých vápencích (3,8–11,2 m) nižší, řízené goethitem (obr. 3 a 4).

Nejvyšší statistickou korelaci s dávkovým příkonem (TOT; nGy.kg<sup>-1</sup>) má na většině profilů Th (tab. 1). V Lesním lomu je poměrně dobrá korelace mezi Th a K ( $R^2 = 0,7$ ). Slabší je na Mokré ( $R^2 = 0,57$ ) a nízká ve Křtinách ( $R^2 = 0,27$ ) (tab. 1).

**Diskuze a závěr**

Vůbec poprvé byly studovány petrofyzikální poměry D–C hraničního intervalu v horákovském a hostěnickém vývoji líšeňského souvrství Moravského krasu. Největší korelační potenciál z použitých metod má GRS. Z převládajících vyšších statistických korelací mezi dávkovým příkonem a thoriem (tab. 1) vyplývá, že GRS signál je řízen především tímto prvkem. Statistické korelace koncentrací K a Th (tab. 1) vykazují poměrně vysoké hodnoty koeficientu lineární regrese na profilech Lesní lom a Mokrá

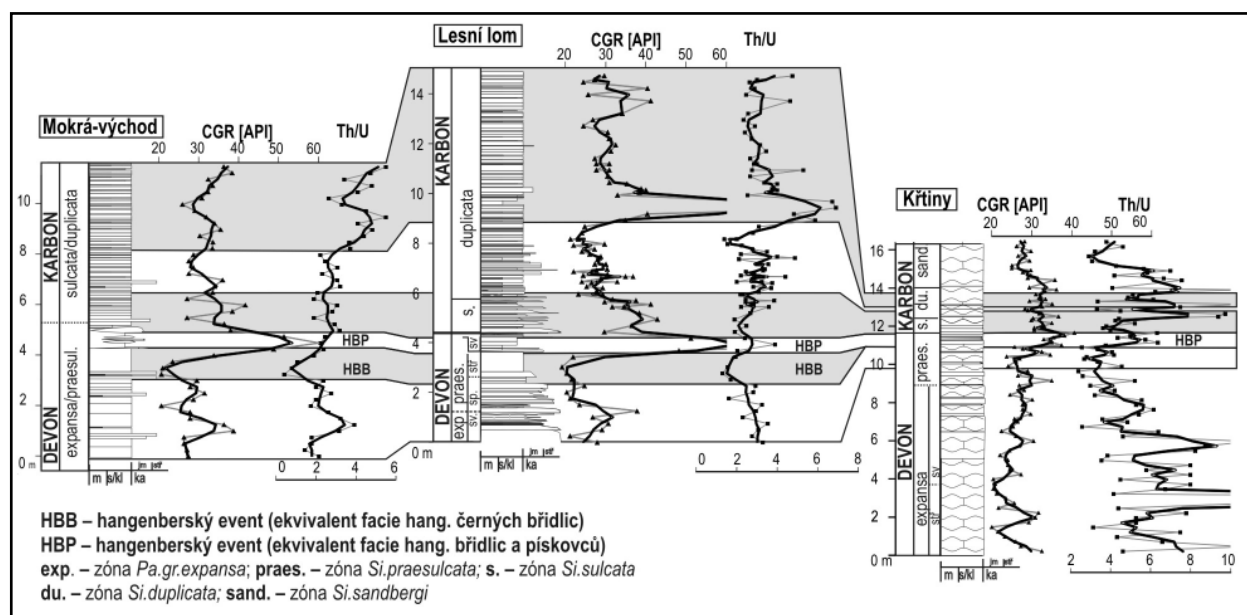
( $R^2 = 0,7$  a  $0,57$ ). Výjimkou je profil Křtiny ( $R^2 = 0,27$ ). To indikuje, že obsahy K a Th se ve vápencích mění přímo úměrně a jsou vázané na stejné nosiče. Těmi jsou pravděpodobně jílové minerály (zejména illit), které obsahují K ve své strukturní mřížce a typicky adsorbují Th na svém povrchu (Rider 1999). Variabilita K a Th potom indikuje rozředění obou prvků v CaCO<sub>3</sub> a lze ji tedy interpretovat jako obsah jílu ve vápencích. Toto pozorování je v souladu s běžnou interpretací K a Th v gamakarotáži jako indikátoru jílovitosti /shaliness/ (Rider 1999). V horákovském vývoji lze na základě GRS detailně korelovat profily bez stratigraficky průkazných konodontů (Mokrá-východ) s biostratigraficky dobře datovanými profily (Lesní lom). Generelní GRS trendy pak umožňují korelaci mezi profily z faciálně odlišných vývoju (obr. 5). Těmito trendy jsou nízké hodnoty v sekvenci od zóny *Pa. gr. expansa* do zóny stř. *Si. praesulcata*, skokové zvýšení od vyšší části zóny stř./sv. *Si. praesulcata* na první GRS pík, od kterého hodnoty v průběhu zón *Si. sulcata* s *Si. duplicata* klesají až k druhému GRS píku uvnitř zóny *Si. duplicata*.

Zvýšené množství hematitu (zjištěné prostřednictvím DRS) v červenavých vápencích zóny stř. *Pa. gr. expansa* na lokalitě Křtiny může mít raně diagenetický původ a odrážet dobře prokysličené dno, což může být také příčinou variabilního, poměrně vysokého poměru Th/U (>7) (srov. Koptíková et al. 2010). Výše, v šedých kalcilutitech zóny sv. *Pa. gr. expansa* a sp. *Si. praesulcata*, poměr Th/U klesá, zřejmě jako odraz poklesu dnové oxidicity. Zóna stř. *Si. praesulcata* ve Křtinách chybí, což indikují petrofyzikální (obr. 5) i geochemické korelace (Kumpan et al. 2012). Tato zóna je však zastoupena v Lesním lomu polohou laminitu, kde je velice nízký poměr Th/U (<2), odrážející možné redukční prostředí (Adams – Weaver 1958). To společně se zjištěnou pozitivní odchylkou  $\delta^{13}C$  (Kumpan et al. 2012), dokumentovanou ze zóny stř./sv. *Siphonodella praesulcata* např. také z Rakouska a Německa (Kaiser et al. 2006), podtrhuje příslušnost laminitu

Profil	Počet měření	R <sup>2</sup> (TOT a K)	R <sup>2</sup> (TOT a U)	R <sup>2</sup> (TOT a Th)	R <sup>2</sup> (Th a K)
Lesní lom	85	0,80	0,41	0,92	0,70
Mokrá	47	0,43	0,45	0,46	0,57
Křtiny	84	0,56	0,36	0,71	0,27

Tab. 1: Statistické údaje z gamaspektrometrických měření. Koeficient lineární regrese (R<sup>2</sup>) mezi celkovým dávkovým příkonem (TOT) a K, U, Th a mezi K a Th.

Tab. 1: Statistics of the gamma-ray spectrometry measurements. The linear regression coefficient (R<sup>2</sup>) between the total dose rate (TOT) and K, U, Th and between K and Th.



Obr. 5: Gamaspektrometrická korelace (CGR [API] a Th/U) studovaných profilů.

Fig. 5: Gamma-ray spectrometry correlation (CGR [API] and Th/U) of the studied sections.

k hlavní anoxické fázi hangenberského eventu (ekvivalent facie černých hangenberských břidlic; obr. 3). Maximum GRS hodnot v nejvyšší části zóny stř. *Si. praesulcata* a sv. *Si. praesulcata* může být spojené s poklesem karbonátové produkce po hangenberské biotické krizi či s možnou progradací jemného siliciklastického materiálu, dokládající časovou ekvivalenci s facií hangenberských pískovců (Kalvoda – Kukul 1987). MS křivky nelze mezi jednotlivými profily detailněji korelovat a zřejmě odráží pozdější diagenetické přeměny magnetických minerálů.

#### Poděkování

*Tento výzkum byl financován z grantu GAČR „Hranice devonu a karbonu v Evropě – multidisciplinární přístup“ (P210/11/1891). První autor je stipendista programu Brno Ph.D. talent – financuje statutární město Brno.*

#### Literatura

- Adams, J. A. – Weaver, C. E. (1958): Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes; example of concept of geochemical facies. – American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 42, 387–430.
- Barranco, F. T. – Balsam, W. L. – Deaton, B. C. (1989): Quantitative reassessment of brick red lutites; evidence from reflectance spectrophotometry. – Marine Geology, 89, 299–314.
- Ellwood, B. B. – Crick, R. E. – El Hassani, A. (1999): The magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) method used in geological correlation of Devonian rocks from Anti-Atlas Morocco. – American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 83, 1 119–1 134.
- Isaacson, P. E. – Díaz-Martínez, E. – Grader, G. W. – Kalvoda, J. – Babek, O. – Devuyt, F. X. (2008): Late Devonian–earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 268, 126–142.
- Kaiser, S. I. – Steuber, T. – Becker, T. R. – Joachimski, M. M. (2006): Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian–Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 240, 146–160.
- Kalvoda, J. – Kukul, Z. (1987): Devonian–Carboniferous Boundary in the Moravian Karst at Lesní lom Quarry, Brno-Líšeň, Czechoslovakia. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 98, 95–117.
- Koptíková, L. – Bábek, O. – Hladil, J. – Slavík, L. (2010): Stratigraphic significance and resolution of spectral reflectance logs in Lower Devonian carbonates of the Barrandian area, Czech Republic; a correlation with magnetic susceptibility and gamma-ray logs. – Sedimentary Geology, 225, 83–98.
- Kumpan, T. – Kalvoda, J. – Bábek, O. – Frýda, J. (2012): Izotopové záznamy uhlíku přes hangenberský event (hranice devon–karbon) ve střední a jižní části Moravského krasu. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2011, 26–28.
- Rez, J. – Melichar, R. – Kalvoda, J. (2011): Polyphase deformation of the Variscan accretionary wedge: an example from the southern part of the Moravian Karst (Bohemian Massif, Czech Republic). – Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts. Geological Society London, Special publications 349, 223–235.
- Rider, M. H. (1999): The Geological Interpretation of Well Logs. – Whittles Publishing Services.

# CHEMICKÉ SLOŽENÍ TURMALÍNU Z HYDROTERMÁLNĚ ALTEROVANÝCH VULKANITŮ U OBCE HLÁSNICE V JIŽNÍ ČÁSTI ŠTERNBERSKO-HORNOBENEŠOVSKÉHO PRUHU

Chemical composition of tourmaline from hydrothermal altered volcanic rocks in the neighbourhood of Hlásnice village in the southern part of the Šternberk-Horní Benešov Belt

Jiří Prokop, Zdeněk Losos, Antonín Přichystal

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 175358@mail.muni.cz

(14-44 Šternberk)

**Key words:** Silesium Šternberk-Horní Benešov belt, Devonian, metabasalt (spilite), tourmaline, K-metasomatism

## Abstract

Four boreholes situated in the southern part of the Šternberk-Horní Benešov Belt, in the vicinity of the village of Hlásnice, were drilled between 1983 and 1987. The deepest of them reached its final depth of 381 m. The purpose of the drilling was geological research on base metal mineralization. Sequence of rocks penetrated by the boreholes is represented by metabasalts (spilites) and their tuffs, dolerites and sedimentary interbeds of Middle Devonian age. Different types of rock alterations, namely K-metasomatism, biotitization, chloritization, dolomitization to a lesser extent tourmalinization and ore minerals formation are widespread. Tourmaline concentrations have been observed only in Hlásnice 2 and 3 boreholes. The tourmaline occurs as subhedral or anhedral grains disseminated throughout the rock or it is concentrated in particular laminae. Some tourmaline grains are present within sulfide crystals. Microprobe analysis showed that, with only one exception, tourmalines from the Hlásnice 2 borehole correspond to dravite. On the other hand the tourmalines from the Hlásnice 3 borehole have schorl composition. Anyway, all analyses fall very close to the schorl-dravite join. Compositional zoning of tourmalines is not prominent but studied tourmaline samples showed a significant Na-enrichment at the X-site which is unique compared to tourmalines associated with hydrothermal ore deposits.

## Úvod

V rámci projektu ÚÚG 2013 „Geologicko-ložiskové zhodnocení Jeseníků na polymetalické a zlaté rudy“ (Orel 1982), který probíhal v osmdesátých letech minulého století, bylo vyhloubeno několik vrtů v prostoru šternbersko-chabičovské struktury (jižní část šternbersko-hornobenešovského pruhu). Jedna z etap výzkumu zrudnění byla situována v komplexní geochemické anomálii u obce Hlásnice. Nejhlubší dílo je reprezentováno vrtem Hlásnice 3 o hloubce 381,3 m (Hlásnice 2 – 309,6 m; Hlásnice 1 – 228,4 m; Hlásnice 1A – 133 m). Vrtová jádra byla vícekrát petrograficky, chemicky a mineralogicky popsána (naposlady souhrnně viz Chlupáčová et al. 1989).

Horninové sledy zastižené vrty jsou reprezentovány metabazalty s mandlovcovitou texturou (v literatuře běžně označovány jako mandlovcové spility) a jejich tufy, středně až hrubozrnnými subvulkanickými bazalty (diabasy) a vložkami sedimentárních hornin. Samotné metabazalty (spility a mandlovcové spility) jsou zastoupeny v menším rozsahu v porovnání s jejich vulkano-klastickými ekvivalenty (metatufy). Významným znakem těchto hornin je jejich intenzivní alterace a to především K-metasomatóza, projevující se extrémními poměry  $K_2O/Na_2O$  (často > 15). Tělesa „metadiabasů“ nejsou postižena alteracemi přítomnými ve „spilitech“ a jejich současná pozice v rámci horninového sledu spilitických hornin je považována za tektonickou. Vložky sedimentárních hornin jsou reprezentovány střídáním vápenců, prachovců a černých jílovitých břidlic (Gnojek – Přichystal 1984, Přichystal 1989, Mixa 1989, Chlupáčová et al. 1989).

V oblasti šternbersko-chabičovské struktury byly rovněž objeveny úlomky křemen-kalcitových žil s turma-

línem, pocházející z povrchového sběru mezi obcemi Chabičov, Hlásnice, Krákořice a Řídeč (Zimák 1995). Zimák studoval tyto turmalíny pomocí kvantitativní chemické analýzy na mokré cestě a RTG-difrakce a označil je jako turmalíny buergerit-dravitové řady s mírnou převahou dravitové komponenty (obsah Na 0,49 až 0,51 apfu). Avšak i sám autor připouští, že provedené analýzy byly zatíženy chybami, spočívajícími např. ve zvýšení oxidačního stupně určité části železa během přípravy vzorku.

## Metodika

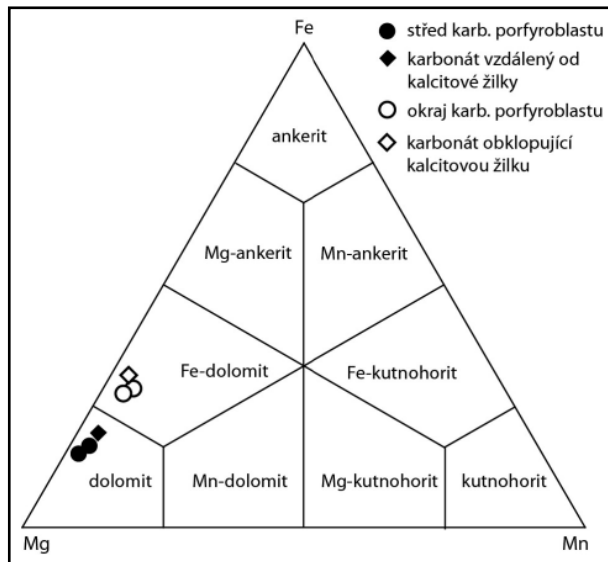
Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 na společném pracovišti Přírodovědecké fakulty MU v Brně a České geologické služby. Měření probíhalo ve WDX módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5  $\mu\text{m}$ , proud 30 nA, načítací čas 20 s. Jako standardů byly užity (K $\alpha$  rgt linie): augit (Si, Mg), ortoklas (K), jadeit (Na), chromit (Cr), almandin (Al), andradit (Fe, Ca), rodonit (Mn), TiO (Ti). Krystalochemický vzorec živců byl přepočten na 8 atomů kyslíku, chloritů na 14 atomů O, minerálů skupiny biotitu na 11 atomů O, karbonátů na bázi  $Ca^{2+} + Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+} = 2$  a turmalínu na 31 aniontů, přičemž ze stechiometrie byl dopočten  $B = 3, OH + F = 4$ . Použité zkratky minerálů jsou podle Whitney a Evans (2010).

## Výsledky

Výskyt turmalínu byl zjištěn ve dvou vzorcích z vrtu Hlásnice 2 (v metrži 68,4 a 85,8 m). Horniny v rozsahu této metrže jsou tvořeny střídáním silně alterovaných šedo-zelených až šedohnědých brekciovitých mandlovcových

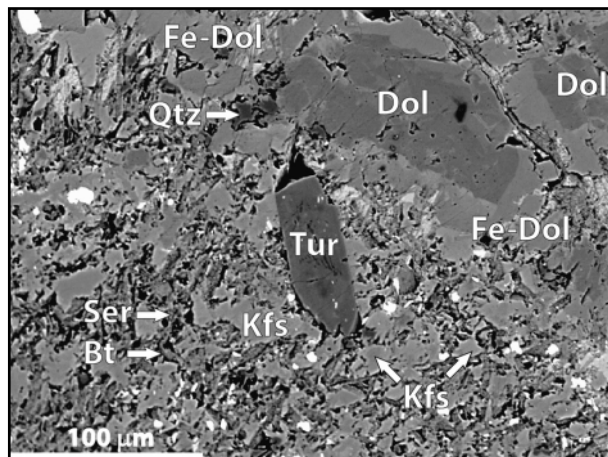
spilitů, zvětralých zelenošedých až bělošedých krystalovitrických tufů a tzv. peperitů, tj. smíšených hornin, kde je vulkanická složka reprezentována hyaloklastity (Přichystal 1989, Mixa 1989, Chlupáčová et al. 1986).

V jednom vzorku z vrtu Hlásnice 3 (metráž 77,5 m) byl rovněž zjištěn výskyt turmalínu až turmalinitu, který je vázán na polohu vápence s pyrit-sfalerit-galenitovým zrudněním.



Obr. 1: Pozice karbonátů dolomit-ankeritové řady ze studovaných vzorků metabazaltů a jejich tufů z vrtu Hlásnice 2 v trojúhelníkovém klasifikačním diagramu  $\text{FeCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-MnCO}_3$  podle Trdličky a Hoffmana (1976).

Fig. 1: The  $\text{FeCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-MnCO}_3$  classification diagram of Trdlička and Hoffman (1976) showing the compositions of carbonates of the dolomite-ankerite series in metabasites and their tuffs from the Hlásnice 2 borehole.



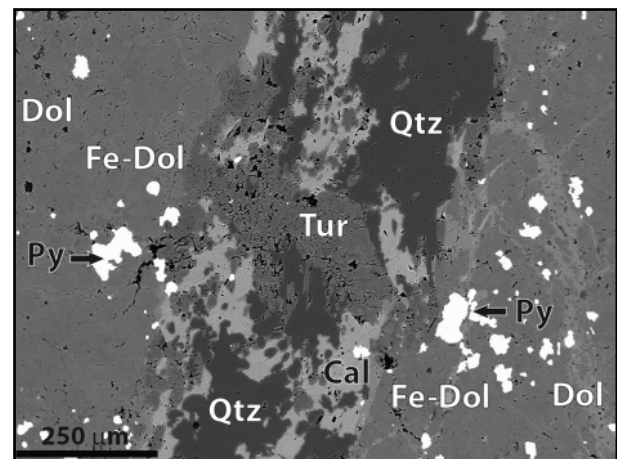
Obr. 2: Hypautomorfní krystal turmalínu (typ 1, vrt Hlásnice 2) v základní hmotě tvořené K-živcem (Kfs), sericitem (Ser), biotitem (Bt), křemenem (Qtz) a vyrostlicemi dolomitu (Dol) s Fe bohatými okraji; odražené elektrony (BSE). Foto P. Gadas.

Fig. 2: Subhedral tourmaline crystal (type 1, Hlásnice 2 borehole) disseminated in the rock matrix formed by K-feldspar (Kfs), sericite (Ser), biotite (Bt), quartz (Qtz) and phenocrysts of dolomite (Dol) with Fe rich rims; back-scattered electrons (BSE). Photo P. Gadas.

### Minerální asociace ve vrtu Hlásnice 2

Mineralogické složení dvou vzorků z vrtu Hlásnice 2 je prakticky shodné, reprezentované minerální asociací Dol + Kfs + Ser + Chl + Cal ± Qtz ± Py ± Ilm ± Tur, a proto budou tyto popisovány společně. Karbonáty dolomit a Fe-dolomit představují podstatné minerály metabazaltů s obsahem turmalínu. Hojně jsou zonální nepravidelné až čočkovité útvary karbonátu s Mg bohatším středem a okraji obohacenými o ankeritovou komponentu (obr. 1). Karbonát dolomit-ankeritové řady je rovněž významnou měrou zastoupen v základní hmotě. Sporadicky se mohou vyskytovat nápadné, až 2 mm velké mandle, tvořené dolomitem až Fe-dolomitem s kalcit-křemennou středovou výplní. Kalcit tvoří žilky prostupující starším karbonátem dolomit-ankeritové řady (obr. 2 a 3). V menší míře se objevují vyrostlice draselného živce, který se podílí i na složení horninové hmoty. Draselné živce obsahují do 3% Ab-komponenty a minimální obsahy Sr (0,001 apfu) a Ba (0,004 apfu). Velmi jemnozrnný sericit, jemné šupinky chloritizovaného biotitu a křemen tvoří součást základní hmoty. Místy se objevují akumulace až šlírý tvořené pyritem a lištovým ilmenitem.

Na základě texturních a genetických znaků lze výskyt turmalínu v obou vzorcích z vrtu Hlásnice 2 rozdělit do dvou typů. První typ představují hypautomorfni až xenomorfni pleochroické ( $\epsilon$  – žlutohnědá,  $\omega$  – hnědá) krystalky turmalínu, místy opticky zonální (světle hnědý střed a tmavě hnědý okraj), které jsou rozptýleny v základní hmotě (obr. 2). Druhý typ turmalínu má formu radiálně paprscitých agregátů a nodulí nepravidelného zbarvení, koncentrovaných do křemen-kalcitových žilek, které prostupují starším karbonátem dolomit-ankeritové řady (obr. 3).



Obr. 3: Xenomorfni turmalín (typ 2, vrt Hlásnice 2) v kalcit-křemenné žilce spolu s pyritem a dolomitem vykazujícím obohacením o Fe směrem k žilce. Turmalín (Tur), křemen (Qtz), kalcit (Cal), dolomit (Dol), pyrit (Py); odražené elektrony (BSE). Foto P. Gadas.

Fig. 3: Anhedral tourmaline (type 2, Hlásnice 2 borehole) in a calcite-quartz vein in assemblage with pyrite and dolomite showing Fe-enrichment towards the vein. Tourmaline (Tur), quartz (Qtz), calcite (Cal), dolomite (Dol), pyrite (Py); back-scattered electrons (BSE). Photo P. Gadas.

Lokalita	HLÁSNICE 2							HLÁSNICE 3						
	TYP 1				Typ 2			Tur. v hornině			Tur. v chlorit. žilce			
Bod č.	1	2	3 střed kryst.	4 okraj kryst.	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14 v pyr.
SiO <sub>2</sub>	34,41	36,51	37,12	35,72	36,46	36,42	36,41	36,07	36,07	35,98	36,32	35,81	36,13	36,06
TiO <sub>2</sub>	0,93	1,07	0,68	0,92	1,28	0,24	0,83	0,96	0,99	1,33	0,65	0,61	0,62	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,90	29,76	29,77	29,50	28,35	29,52	29,63	28,65	28,51	28,08	29,06	28,82	29,15	29,20
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,08	0,03	0,07	0,11	0,03	0,12	0,07	0,08	0,14	0,13	0,11	0,08	0,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,04	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01
FeO	9,95	8,82	8,87	9,03	9,39	9,03	8,87	11,71	10,94	11,86	11,45	11,11	10,78	12,42
MgO	7,04	6,89	6,90	7,10	6,87	7,02	6,88	5,80	5,93	6,07	6,05	6,23	6,19	6,10
CaO	0,16	0,19	0,17	0,21	0,26	0,32	0,17	0,14	0,14	0,38	0,10	0,11	0,13	0,12
MnO	0,01	0,03	0,01	0,03	b. d.	0,07	b. d.	b. d.	0,02	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	0,02
ZnO	b. d.	0,19	b. d.	0,02	0,04	b. d.	0,02	0,04	b. d.	0,02	0,16	0,13	0,07	0,13
BaO	b. d.	b. d.	b. d.	0,05	0,04	b. d.	b. d.	0,02	0,04	b. d.	0,03	b. d.	0,02	b. d.
Na <sub>2</sub> O	3,06	3,04	2,83	3,18	2,81	3,02	2,76	2,89	2,92	2,58	3,16	3,09	2,86	2,77
K <sub>2</sub> O	0,07	0,06	0,04	0,07	0,11	0,02	0,07	0,07	0,01	0,03	0,00	0,05	0,10	0,05
F	0,18	0,18	0,17	0,14	0,20	0,17	0,17	0,13	0,11	0,19	0,10	0,15	0,18	0,10
Cl	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
H <sub>2</sub> O*	3,43	3,54	3,56	3,52	3,48	3,51	3,52	3,50	3,50	3,48	3,55	3,49	3,49	3,55
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,18	10,53	10,54	10,40	10,38	10,41	10,44	10,34	10,30	10,34	10,43	10,32	10,37	10,43
Li <sub>2</sub> O*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,43	100,93	100,69	99,99	99,80	99,80	99,89	100,42	99,60	100,50	101,20	100,03	100,18	101,52
O=F	0,07	0,08	0,07	0,06	0,09	0,07	0,07	0,06	0,05	0,08	0,04	0,06	0,08	0,04
Total*	98,36	100,85	100,62	99,93	99,71	99,73	99,82	100,37	99,56	100,42	101,16	99,97	100,11	101,48
* vypočteno na základě ideální stechiometrie (B = 3 apfu; OH + F+ Cl = 4 apfu) * calculated on the basis of ideal stoichiometry (B = 3 apfu; OH + F+ Cl = 4 apfu)														
T: Si <sup>4+</sup>	5,877	6,029	6,121	5,968	6,105	6,079	6,060	6,061	6,088	6,049	6,051	6,033	6,058	6,009
Al <sup>3+</sup>	0,123	0,000	0,000	0,032	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al <sup>3+</sup>	5,694	5,792	5,786	5,778	5,594	5,807	5,813	5,673	5,671	5,565	5,707	5,721	5,761	5,736
Mg <sup>2+</sup>	0,306	0,208	0,214	0,222	0,406	0,193	0,187	0,327	0,329	0,435	0,293	0,279	0,239	0,264
Cr <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti <sup>4+</sup>	0,119	0,133	0,084	0,115	0,161	0,030	0,104	0,121	0,125	0,168	0,081	0,078	0,078	0,060
V <sup>3+</sup>	0,013	0,011	0,003	0,010	0,015	0,004	0,016	0,010	0,011	0,019	0,017	0,014	0,011	0,012
Cr <sup>3+</sup>	0,004	0,002	0,000	0,003	0,002	0,002	0,000	0,003	0,005	0,004	0,000	0,002	0,004	0,001
Mg <sup>2+</sup>	1,485	1,488	1,482	1,547	1,308	1,552	1,521	1,126	1,162	1,086	1,210	1,285	1,307	1,250
Mn <sup>2+</sup>	0,002	0,004	0,002	0,004	b. d.	0,009	b. d.	b. d.	0,002	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	0,002
Fe <sup>2+</sup>	1,422	1,218	1,223	1,261	1,315	1,260	1,235	1,645	1,544	1,668	1,596	1,564	1,511	1,731
Zn <sup>2+</sup>	b. d.	0,023	b. d.	0,002	0,005	b. d.	0,002	0,005	b. d.	0,003	0,020	0,016	0,009	0,016
Li <sup>+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣY	3,045	2,881	2,794	2,942	2,806	2,858	2,878	2,910	2,849	2,948	2,925	2,959	2,919	3,073
X: Ca <sup>2+</sup>	0,029	0,033	0,029	0,038	0,046	0,057	0,031	0,026	0,025	0,068	0,017	0,020	0,023	0,021
Ba <sup>2+</sup>	b. d.	b. d.	b. d.	0,003	0,002	b. d.	b. d.	0,001	0,003	b. d.	0,002	b. d.	0,001	b. d.
Na <sup>+</sup>	1,013	0,974	0,906	1,031	0,911	0,978	0,890	0,940	0,955	0,841	1,021	1,008	0,930	0,895
K <sup>+</sup>	0,015	0,012	0,009	0,015	0,024	0,004	0,016	0,015	0,003	0,006	0,000	0,011	0,021	0,010
r	0,000	0,000	0,056	0,000	0,016	0,000	0,063	0,018	0,014	0,085	0,000	0,000	0,025	0,073
OH <sup>-</sup>	3,903	3,901	3,911	3,919	3,891	3,912	3,912	3,928	3,940	3,898	3,949	3,919	3,903	3,941
F <sup>-</sup>	0,095	0,096	0,089	0,076	0,108	0,087	0,088	0,070	0,058	0,102	0,050	0,081	0,096	0,054
Cl <sup>-</sup>	0,003	0,003	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001	0,004
CatSum	19,101	18,928	18,858	19,029	18,895	18,976	18,875	18,953	18,923	18,912	19,016	19,030	18,952	19,009
AnSum	31,000	31,000	31,000	31,000	31,000	31,000	31,000	31,000	31,000	31,000	31,000	31,000	31,000	31,000
* vypočteno ze stechiometrie – calculated from stoichiometry b. d. = pod mezí detekce – below detection limit														

Tab. 1: Reprezentativní chemické analýzy turmalínů z vrtů Hlásnice 2 a 3.

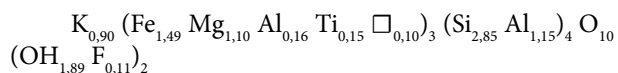
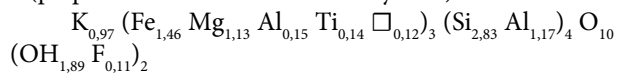
Tab. 1: Representative chemical analyses of tourmalines from the Hlásnice 2 and 3 boreholes.



Turmalíny obou typů jsou chemicky relativně homogenní nebo je mírná chemická zonálnost značně nezřetelná (tab. 1). Studované turmalíny lze označit jako Fe-bohaté dravity s neúplným zastoupením Al v pozici Z (5,59–5,84 apfu) a s poměrem  $X_{Fe}$  0,39 až 0,44. V X pozici významně převažuje Na (0,86–1,03 apfu) nad obsahy Ca (0,00–0,07 apfu) a K (0,00–0,02 apfu). Obsahy F jsou nízké a kolísají od 0,08 do 0,14 apfu. Ojediněle bylo u turmalínu rostoucího z hydrotermálních fluid na puklinách zjištěno složení odpovídající Mg-bohatému skorylu, který se lišil mírně zvýšeným obsahem Si, Ti a  $X_{Fe}$  (tab. 1; bod č. 5). Pouze v jednom případě byla pozorována zonálnost krystalu projevující se mírným nárůstem obsahů některých prvků (Mg, Ti, Na) směrem k okraji zrna, který byl doprovázen poklesem Si a vakance v pozici X (tab. 1; bod 3 a 4).

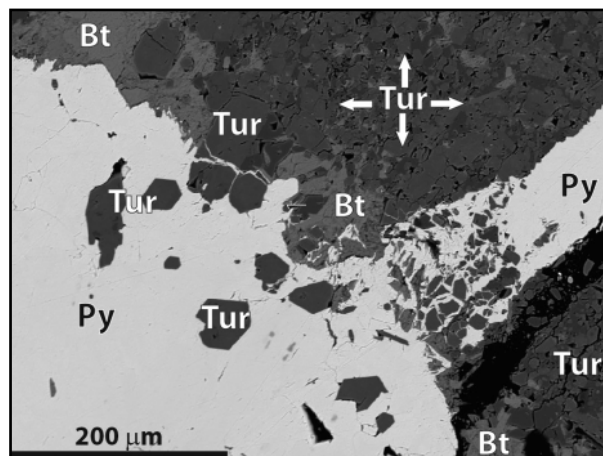
### Minerální asociace ve vrtu Hlásnice 3

Minerální asociaci ze vzorku odebraného ve vrtu Hlásnice 3 reprezentuje složení  $Tur \pm Kfs \pm Bt$  (Ann)  $\pm Chl \pm Py \pm Ilm$ . Nerovnoměrně rozptýlené, až několik mm velké mikrovyrostlice draselných živců odpovídají svým obsahem  $Or_{98-99}$  ortoklasu s malým podílem  $Ab_{01-02}$  složky. Obsah Ba je velmi nízký (0,014 apfu) a Sr se pohybovalo pod detekčním limitem. Fylosilikáty jsou reprezentovány především šupinkatým biotitem, jehož chemické složení odpovídá Mg-bohatému annitu. Dosud byl tento novotvořený fylosilikát z vrtu Hlásnice 3 popisován pouze jako Mg-biotit (Přichystal 1989, Mixa 1989). Následující empirické vzorce vyjadřují průměrné složení annitu z vrtu Hlásnice 3 (přepočteno na sumu 11 atomů kyslíku):



Jemně šupinkatý chlorit byl pozorován v podobě výplně drobných žilek a leží přímo na hranici pole klinochloru a chamositu (Melka 1965). V optickém mikroskopu jsou jen obtížně rozlišitelná akcesorická množství křemene a albitu. Albit o složení  $Ab_{99-100}$  s podílem Ba a Sr pod hranici detekce byl rovněž pozorován jako inkluze či odmišlenina v draselném živci. V hornině se objevují šlírky tvořené pyritem. Hojný je rovněž krátce lištovitý, proudovitě uspořádaný ilmenit.

Hypautomorfní nepravidelně uspořádaný turmalín je ve vzorku z vrtu Hlásnice 3 naprosto převládajícím minerálem. Turmalíny jsou výrazně pleochroické v hnědozelených barvách, často opticky zonální se zeleným jádrem a hnědým okrajem. Tato zonálnost zřetelná v optickém mikroskopu však nekoresponduje s chemickou zonálností (tab. 1). Turmalín bývá běžně uzavírán v pyritu (obr. 4) a rovněž byl pozorován spolu s draselným živcem jako součást výplně chloritové žilky. Studium turmalínů v odražených elektronech poukázalo jak na prakticky nezonální stavbu jednotlivých krystalů, tak na relativně homogenní chemické složení krystalů turmalínu v rámci celého výbrusu. Z chemických analýz vyplývá, že studované turmalíny odpovídají Mg bohatému skorylu (tab. 1). Pozice



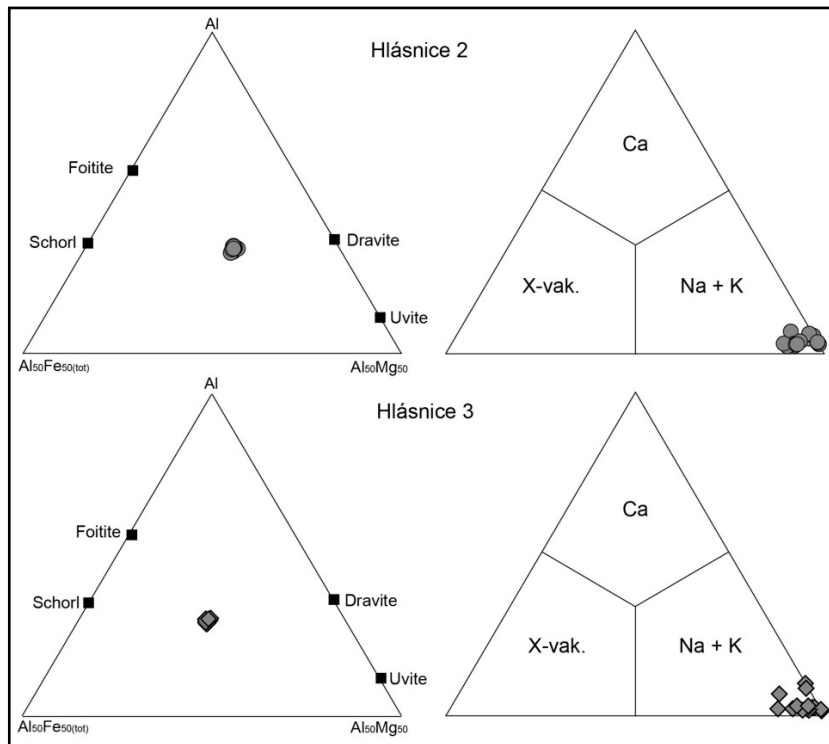
Obr. 4: Turmalín uzavíráný v pyritu, základní hmota tvořená turmalínem a biotitem (vrt Hlásnice 3). Turmalín (Tur), biotit (Bt), pyrit (Py); odražené elektrony (BSE). Foto P. Gadas.

Fig. 4: Tourmaline enclosed in pyrite, tourmaline-biotite matrix (Hlásnice 3 borehole). Tourmaline (Tur), biotite (Bt), pyrite (Py); back-scattered electrons (BSE). Photo P. Gadas.

Z ve struktuře není zcela obsazena Al (5,57–5,80 apfu). Hodnoty  $X_{Fe}$  se pohybují v rozsahu 0,49 až 0,53. Typickým znakem turmalínů z vrtu Hlásnice 3 je opět velmi vysoký obsah Na v pozici X, který jen zřídka klesá pod hranici 0,9 apfu (0,84–1,02 apfu). Obsahy Ca (0,00–0,11 apfu) a K (0,00–0,02 apfu) jsou zanedbatelné. Zastoupení F ve struktuře turmalínů je opět velmi nízké (0,05–0,10 apfu). Hypautomorfní zrna turmalínu vyplňující mladší chloritové žilky, mají pozice X obsazeny téměř výhradně sodíkem a od převládajícího turmalínu se liší vyšším zastoupením Mg v pozicích Y ( $X_{Fe}$  0,49–0,51). Naopak nejvyšší hodnoty Fe v Y pozicích byly pozorovány u zrn uzavíraných v pyritu (tab. 1; bod č. 14).

### Diskuze a závěr

V silně alterovaných devonských vulkanitech jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu byly nalezeny turmalíny v rámci dostupných vzorků polymetalické mineralizace, která je spjata s tvorbou sulfidické akumulace typu SEDEX (Přichystal 1993). Prostředí těchto hornin se vyznačuje vysokou přítomností  $CO_2$ ,  $TiO_2$  a  $P_2O_5$ . Mimořádný je vysoký obsah  $K_2O$  a jeho výrazná převaha nad  $Na_2O$ . Chemická analýza studovaného horninového vzorku s turmalínem z vrtu Hlásnice 3 (metráž 77,5 m) se vyznačuje nejnižší přítomností  $Na_2O$  (0,13 %) a rovněž i  $MnO$  (0,071 %) a  $CaO$  (1,73 %) ze všech analyzovaných vzorků z tohoto vrtu (Přichystal 1989). Z vrtu Hlásnice 2 (vzorky s turmalínem studovány z hloubek 68,4 a 85,8 m) bylo provedeno pouze 8 chemických analýz vulkanických hornin, přičemž nejbližší námi studovaným turmalínům jsou vzorky z hloubek 75,5 m a 99,9 m, které rovněž vykazují extrémně vysoké poměry  $K_2O/Na_2O$ . Zatímco hodnoty  $CaO$  jsou v tomto případě vysoké (blíží se 10 %), přítomnost  $Na_2O$  je v porovnání s ostatními analyzovanými vzorky v tomto vrtu opět extrémně nízká (75,5 m = 0,26 %, 99,9 m = 0,16 %; Přichystal 1989). Chemismus těchto hornin je vskutku mimořádný, neboť u některých prvků se zde



Obr. 5: Chemické složení turmalínů z vrtů Hlásnice 2 a 3 v ternárních Al-Al<sub>50</sub>Fe<sub>50</sub>-Al<sub>50</sub>Mg<sub>50</sub> a Ca-vakance v poz. X-Na diagramech. Symboly: kolečka – vrt Hlásnice 2, diamanty – vrt Hlásnice 3.

Fig. 5: Chemical composition of tourmalines from the Hlásnice 2 and 3 boreholes plotted in Al-Al<sub>50</sub>Fe<sub>50</sub>-Al<sub>50</sub>Mg<sub>50</sub> and Ca-X-site vacancy-Na ternary diagrams. Symbols: circles – Hlásnice 2 borehole, diamonds – Hlásnice 3 borehole.

setkáváme s anomálně vysokými obsahy a u jiných zase s extrémně nízkým zastoupením z celé analyzované série.

Studované turmalíny odpovídají skoryl-dravitu s neobvykle vysokými obsahy Na v pozicích X (obr. 5),

pohybujícími se v hodnotách od 0,84 do 1,03 apfu. Veškerý sodík, který byl v hornině přítomen je téměř výhradně začleněn pouze do struktury turmalínu. Množství albitu je zcela akcesorické. Dříve zmiňovaný flogopit byl na základě chemismu nově určen jako annit.

Složení turmalínů ze stratiformních masivních sulfidických ložisek je většinou blízké Mg – bohatému koncovému členu – dravitu, často se značným podílem uvitové komponenty (Taylor – Slack 1984, Slack – Coad 1989). Obvyklé jsou rovněž turmalíny s významným deficitem alkálií, kdy suma Na+Ca+K často nedosahuje hodnoty 0,5 apfu (Slack 1996). Přítomnost turmalínu s podobně vysokým zastoupením sodíku, jaké bylo zaznamenáno u studovaných turmalínů z vrtu Hlásnice 2 a 3, je proto u tohoto typu ložisek neobvyklá.

**Poděkování**

*Autoři děkují P. Gadasovi za provedení mikrosondových analýz a BSE fotodokumentace. Dík patří také M. Novákovovi za náměty k řešenému problému*

*a za kritické připomínky v recenzi. Práce byla vypracována s finanční podporou grantu GAČR P210/010/0743.*

**Literatura**

Gnojek, I. – Přichystal, A. (1984): Metalogenetický význam leteckých draslíkových anomálií Nizkého Jeseníku. – Acta Universitatis Carolinae, Geologica, No. 4, 361–388. Praha.

Chlupáčová, M. – Dvořák, J. – Hladíková, J. – Horák, J. – Kašparec, I. – Marešová, M. – Mixa, P. – Orel, P. – Pecina, V. – Přichystal, A. (1989): Závěrečné zhodnocení vrtných prací na lokalitě Hlásnice (Zn-Pb) v prognózní ploše Šternberk – Chabičov 1989. – MS, Ústřední ústav geologický. Praha.

Melka, K. (1965): Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 40, 23–27. Praha.

Mixa, P. (1989): Zhodnocení vrtných prací na lokalitě Hlásnice (Zn-Pb) v prognózní ploše Šternberk-Chabičov. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1989, 140–141. Praha.

Orel, P. (1982): Ideový projekt úkolu „Geologicko-ložiskové zhodnocení Jeseníků na polymetalické a zlaté rudy“. – MS, Ústřední ústav geologický, Praha.

Přichystal, A. (1989): Petrologické studium vulkanických hornin z vrtu Hlásnice 3 a jejich srovnání s vulkanity z vrtu Hlásnice 1, 1A a 2. – MS, Ústřední ústav geologický Praha.

Přichystal, A. (1993): Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska, 59–70. Moravské muzeum a PřF MU, Brno.

Slack, J. F. – Coad, P. R. (1989): Multiple hydrothermal and metamorphic events in the Kidd Creek volcanogenic massive sulphidic deposit, Timmins, Ontario: Evidence from tourmalines and chlorites. – Canadian Journal of Earth Sciences, 26, 694–715.

Slack, J. F. (1996): Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. – In: Grew, E. S. – Anovitz, L. M. (eds): Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry, MSA Reviews in Mineralogy, 33, 559–644.

Taylor, B. E. – Slack, J. F. (1984): Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits: Textural, chemical, and isotopic relationships. – Economic Geology, 79, 1 703–1 726.

Trdlíčka, Z. – Hoffman, V. (1976): Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutná Hora (ČSSR). – Freiburger Forschungshefte, C321, 29–81.

Whitney, D. L. – Evans, B. W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. – American Mineralogist, 95, 185–187.

Zimák, J. (1995): Hydrotermální žíly s turmalínem a turmalinizace v jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu. – Bulletin Mineralogicko-petrografického oddělení Národního muzea v Praze, 3 (1995), 48–50.

## NOVÉ FYTOPALEONTOLOGICKÉ NÁLEZY V PERMU BOSKOVICKÉ PÁNVE U VEVERSKÉ BÍTÝŠKY

A new palaeobotanical research in the Permian of the Boskovice Basin near Veverská Bítýška

Zbyněk Šimůnek<sup>1</sup>, Helena Gilíková<sup>2</sup>, Kristýna Hrdličková<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Klárov 3/131, 118 21 Praha 1; e-mail: zbynek.simunek@geology.cz

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno

(24-32 Brno)

**Key words:** Boskovice Basin, Permian, Padochov Formation, Veverská Bítýška Formation, flora

### Abstract

During the geological mapping in the Boskovice Basin, two new palaeobotanical localities in Veverské Knínice and a locality in Veverská Bítýška have been found. The most abundant flora comes from the Veverské Knínice localities. Conifers dominate in the floral assemblage. Pteridosperms are also relatively common, whereas ferns and sphenopsids are rare. These localities are assignable to the Padochov Formation, Říčany Horizon of the Permian (Rotliegend, Asselian) age. The subsequent Veverská Bítýška Formation belongs still to the Asselian. This formation contains Chudčice Horizon that yields very poor conifer flora at the Veverská Bítýška locality. Permian system is a period of progressing aridity in Moravia. Only fossiliferous horizons represent spans with higher humidity that enabled plants to live. However, the climate was not so humid, but it was rather seasonal, because pure hygrophite plants lack in the assemblage, on the other hand, "xerophyte" plants, like conifers, dominate here.

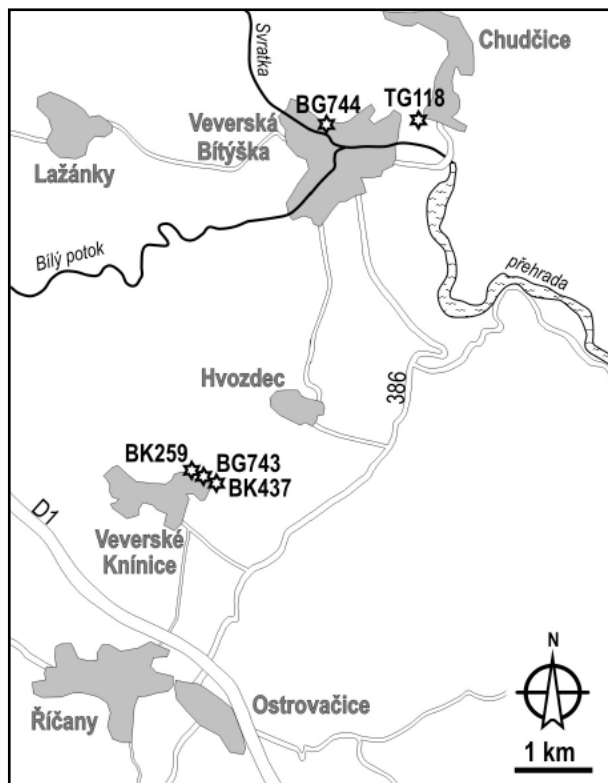
### Úvod

V roce 2009 bylo v rámci Základního geologického mapování brněnské aglomerace do map 1 : 25 000 list 24-323 Veverská Bítýška vymapováno několik výkopů pro stavbu rodinných domů při sz. okraji Veverských Knínic (dokumentační body – dále d. b. BG743 a BK437 – viz obr. 1) . Tyto výkopy odkryly několik drobných profilů

v sedimentech boskovické brázdy, ve kterých byla objevena poměrně hojná permská flóra. Kromě těchto uměle odkrytých výchozů, které již v roce 2011 byly částečně zastavěné pokračující stavbou, byly na listu 24-323 Veverská Bítýška navštíveny další fytopaleontologické lokality: výchoz podél cesty vedoucí na S od obce Veverské Knínice (d. b. BK259), skalní výchoz u řeky Svratky v s. části Veverské Bítýšky (d. b. BG744) a dále byl zrevidován výchoz v bývalém zářezu železniční vlečky mezi obcemi Veverská Bítýška a Chudčice (d. b. TG118).

O lokalitě Veverské Knínice se naposledy zmiňuje Ivanov et al. (2003). Poprvé o lokalitě informuje Augusta (1938), kdy nalezl pouze neidentifikovatelné zbytky flóry. Později se Augusta (1945, 1948) zmiňuje o nové lokalitě v úvozu polní cesty vedoucí na „Úlehla“, hned za poslední domky vesnice. Dle popisu je to pravděpodobně lokalita námi označená jako d. b. BK259. Augusta (1951) odtud uvádí přesličkovité rostliny: *Annularia stellata* (Scholtheim) Wood, kapradiny: *Pecopteris arborescens* (Schlotheim), *P. permica* Němejc = *P. cyathea* (Schlotheim) Brongniart, kapraďosemenné: *Alethopteris* sp., *Odontopteris* sp. (cf. *subcrenulata* Rost), *Neuropteris* sp., *Taeniopteris multinervis* Weiss a *Autunia conferta* (Sternberg) Kerp, a jehličnany: *Walchia piniformis* Schlotheim ex Sternberg, *Ernestiodendron filiciforme* (Sternberg) Florin, *Culmitschia linearifolia* (Goepfert) Clement-Westerhof a *Gomphostrobus bifidus* Geinitz a kordaity: *Cordaites principalis* (Germar) Geinitz. V roce 1990 tuto lokalitu revidoval Havíř (1990). Pokoušel se sbírat flóru v těchto permských aleuropelitech, žádné zástupce flóry však nenašel a lokalitu považuje za zaniklou.

Své nálezy permské flóry od Veverské Bítýšky publikovali Makovsky a Rzehak (1883), kteří uvedli druhy *Pecopteris arborescens* a *Walchia piniformis*. Další nálezy z Veverské Bítýšky bez přesnější lokalizace popisuje Au-



Obr. 1: Schematická mapka s vyznačením studovaných lokalit.  
Fig. 1: Position of studied localities.

gusta (1949) a to druhy: *Walchia piniformis*, *Cordaites* sp., *Pecopteris arborescens*, *Autunia conferta*, *Odontopteris subcrenulata*, *Alethopteris* sp., *Neuropteris* sp., *Calamites gigas*, *Calamites cruciatus infractus* Gutbier a *Annularia stellata*.

Naposledy byla z okolí Veverské Bítýšky publikována flóra ze zářezu staré železniční vlečky (námi označovaný d. b. TG118) Šimůnkem a Martínkem (2009).

## Výsledky

### Veverské Knínice

Několik výkopů pro stavbu rodinných domů na sv. konci Veverských Knínic odhalilo sedimenty boskovic-ké brázdy, resp. padochovského souvrství (d. b. BG743 a BK437). Obdobné sedimenty se vyskytují v zářezu silnice vedoucí s. od obce (d. b. BK259). Nacházejí se zde hnědozelenkavé (v navětralém stavu žlutozelenošedé) prachovce, prachovité jílovce a jemnozrné slídnaté pískovce, které jsou místy červenohnědě zbarvené. Prachovce s jílovcem dominují, pískovce v těchto sedimentech tvoří desky o mocnosti do 60 mm. Pískovce jsou většinou masivní nebo přecházejí do laminovaných, místy v nich byla také pozorována inverzní gradace (hrubnutí zrna). Prachovce a jílovce jsou často laminované, místy drobně čeřinově zvrstvené. Na vrstevních plochách těchto sedimentů byly nalezeny četné rostlinné zbytky a jejich otisky.

V zářezu silnice na lokalitě d. b. BK259 nebyl zjištěn tak druhově pestrý seznam, jak uvádí Augusta (1951). Byly nalezeny převážně jehličnany – walchie: *Ernestiodendron filiciforme*, *Hermitia germanica* (Florin) Kerp et Clement-Westerhof, *Walchia piniformis*, *W. sp.* a *Samaropsis moravica* Helmhacker. Kromě toho byl nalezen úlomek callipteridy patřící snad rodu *Rhachiphyllum* Kerp in Kerp et Haubold.

Na obou paleontologicky nových lokalitách, které vznikly v důsledku rodinné zástavby (d. b. BG743, BK437), byla nalezena obdobná flóra s převahou jehličnanů. Nálezy z první lokality (d. b. BG743) jsou zachovány v jemnozrnějších sedimentech – jílovcích, které jsou značně rozpuštěny. Z tohoto důvodu, i když jsou nálezy velmi dobře zachovány, se vyskytují většinou v drobných úlomcích. Byly zde zjištěny tyto druhy: přesličky *Calamites* sp. (typ *cistii*), kapradiny *Pecopteris unita* Brongniart, pteridospermy *Odontopteris lingulata* (Goepfert) Schimper, *O. subcrenulata* Rost, *Neurodopteris auriculata* (Brongniart) Potonié, *Alethopteris schneideri* Sterzel, *Remia pinnatifida* (Gutbier) Knight, *Taeniopteris cf. multinervis* Weiss a další neurčitelné úlomky pteridospermních lístků, jehličnany *Culmitzschia frondosa* (Renault) var. *zeilleri* (Florin) Clement-Westerhof, *Culmitzschia parvifolia* (Florin) Clement-Westerhof, *Ernestiodendron filiciforme*, *Hermitia germanica*, *Walchia goeppertiana* (Florin) Clement-Westerhof, *W. sp.*, *Samaropsis fluitans* Weiss, *S. moravica* Helmhacker, *S. sp.* a úlomky kordaitových listů, *Cardiocarpus* sp. a dokonce i pravděpodobně cykas *Zamites* sp.

Z druhé lokality (d. b. BK437) byl studován materiál jak z výkopu rodinného domu, tak i z „haldy“ za domem, kam byl deponován materiál odtěžený ze základů domu. Na „haldě“ se proto vyskytovaly jak relativně jemné fosiliferní horniny, jílovce a prachovce, tak i hrubší nefosiliferní

písčité prachovce. Na rozdíl od z. ležící lokality se zde vyskytovaly větší horninové zlomky, díky kterým mohly být nalezeny i poměrně velké části rostlin (obr. 2h), ale zase zachování rostlinných zbytků bylo většinou horší. Vyskytovaly se tyto druhy: přesličky *Annularia stellata* a *Calamites gigas* Brongniart, kapradiny *Pecopteris cyathea*, pteridospermy *Odontopteris lingulata*, *Neurodopteris auriculata*, *?Neuropteris* sp. a *Remia pinnatifida*, a jehličnany *Culmitzschia speciosa* (Florin) Clement-Westerhof, *Ernestiodendron filiciforme*, *Hermitia germanica*, *Walchia goeppertiana*, *W. piniformis* a *W. sp.*

### Veverská Bítýška

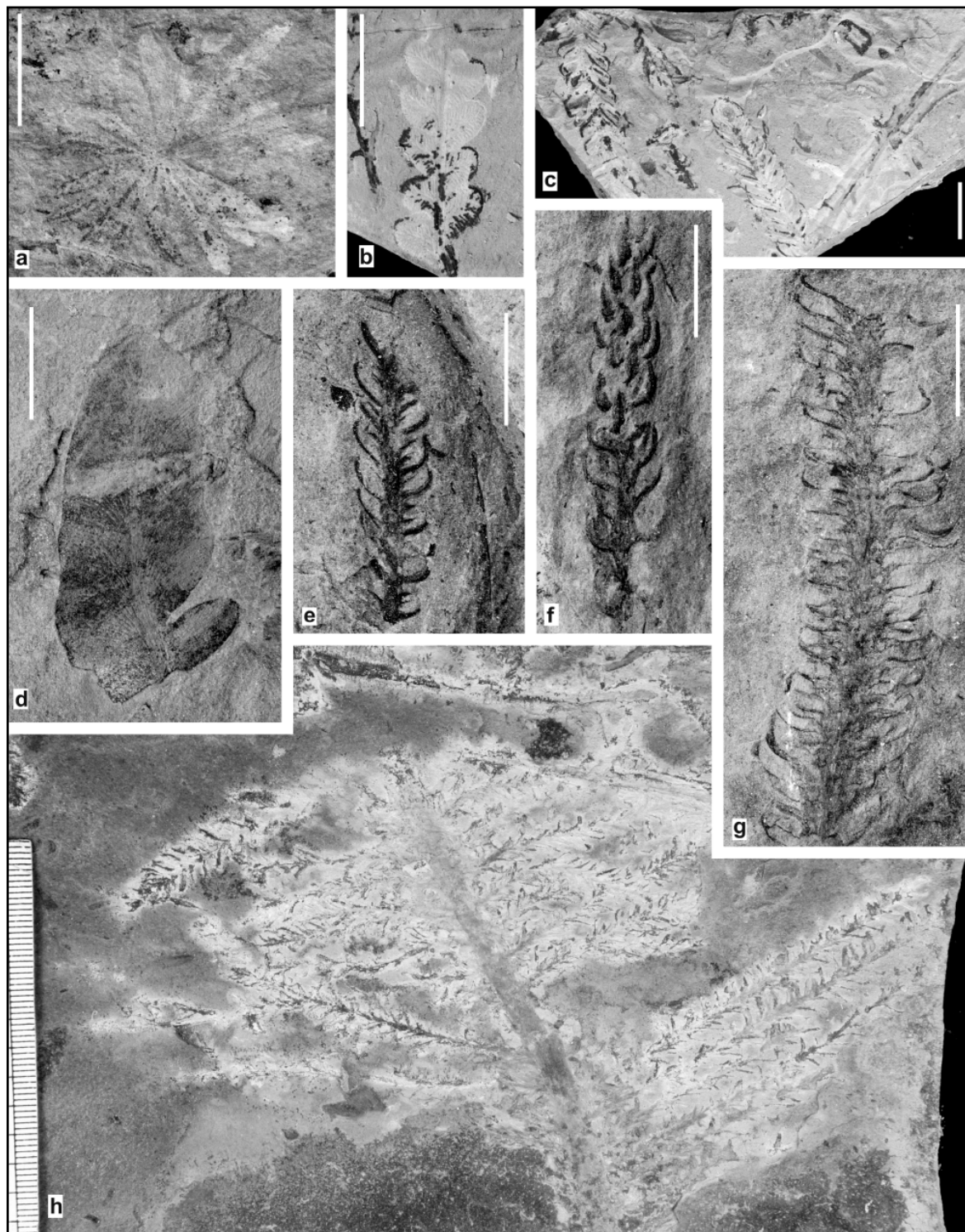
V nejbližším okolí Veverské Bítýšky vystupují na povrch zelenošedé prachovce a prachovité jílovce, místy s polohou jemnozrných pískovců veverskobítýšského souvrství. Na s. konci Veverské Bítýšky, v zářezu silnice (d. b. BG744) se v nich objevuje cca 20cm poloha bílošedě zbarvené vulkanoklastické horniny. Flóra je zde nesmírně vzácná, špatně zachovaná, nalezeny byly pouze jehličnany *Culmitzschia parvifolia*, *Ernestiodendron filiciforme*, *Walchia piniformis* a semeno. Na lokalitě v zářezu železniční vlečky mezi Veverskou Bítýškou a Chudčicemi (d. b. TG118) zelenošedě zbarvené prachovce a prachovité jílovce směrem do nadloží plynule přecházejí do červeně zbarvených prachovců a jílovců. Prachovce a jílovce jsou laminované, místy drobně čeřinově zvrstvené. Flóra a profil na d. b. TG118 byly studovány Šimůnkem a Martínkem (2009). Tehdy byly nalezeny druhy *Neurodopteris auriculata*, *Odontopteris subcrenulata*, *O. lingulata*, *Rhachiphyllum lyratifolia* (Goepfert) Kerp, *Culmitzschia angustifolia* (Florin) Clement-Westerhof, *C. parvifolia*, *C. speciosa*, *Ernestiodendron filiciforme*, *Otoviccia hypnoides* (Brongniart) Kerp, *Walchia goeppertiana* a *W. piniformis*. Nově byly zjištěny *Calamites* sp., *Culmitzschia parvifolia*, *Walchia piniformis*, *W. sp.* a *Samaropsis fluitans*.

### Diskuze a závěr

V okolí Veverské Bítýšky se nacházejí sedimenty padochovského a veverskobítýšského souvrství ve smyslu Jaroše a Malého (2001). Z hlediska sedimentačního prostředí se usazovaly v jezerně-deltovém prostředí (Šimůnek – Martínek 2009).

V zelenošedočerně zbarvených sedimentech padochovského souvrství se objevují dva několik metrů mocné bitumenní pelokarbonátové obzory: zbyšovský a říčanský (Jaroš – Malý 2001). Sedimenty zbyšovského pelokarbonátového obzoru vystupují na povrch v defilé podél řeky Oslavy v Oslavanech (j. od studovaných lokalit na mapovém listu 24-341 Oslavy). Sedimenty říčanského pelokarbonátového obzoru, jehož součástí je i geologicky významná lokalita Rybičkova skála, byly zjištěny z. od Nelslovic (např. Buriánek et al. 2011). Po floristické stránce je říčanský obzor vlastně ochuzený obzor zbyšovský (Jaroš – Malý 2001). Studované lokality v okolí Veverských Knínic (d. b. BK259, BK437, BG743) jsou podle Peška et al. (2001) zařazovány k říčanskému obzoru padochovského souvrství.

Ve veverskobítýšském souvrství, resp. v jeho stropu se taktéž nachází pelokarbonátový obzor označovaný



Obr. 2: Flóra z lokality Veverské Knínice, říčanský obzor, perm, rotliegend (assel), měřítko = 1 cm.

Vysvětlivky: a – *Annularia stellata*, za domem a halda na sv. okraji obce (d. b. BK437); b – *Remia pinnatifida*, výchoz za domem (d. b. BG743); c – *Culmitzschia frondosa v. zeilleri*, výchoz za domem (d. b. BG743); d – *Neurodontopteris auriculata*, za domem a halda na sv. okraji obce (d. b. BK437); e – *Walchia goeppertiana*, za domem a halda na sv. okraji obce (d. b. BK437); f – *Walchia* sp., za domem a halda na sv. okraji obce (d. b. BK437); g – *Culmitzschia speciosa*, za domem a halda na sv. okraji obce (d. b. BK437); h – *Walchia goeppertiana*, za domem a halda na sv. okraji obce (d. b. BK437).

Fig. 2: Flora from the locality Veverské Knínice, Říčany Horizon, Permian, Rotliegend (Asselian), scale bar = 1 cm.

Explanatory: a – *Annularia stellata*, behind the house and stone heap on the NE edge of the village (d. b. BK437); b – *Remia pinnatifida*, excavation behind the house (d. b. BG743); c – *Culmitzschia frondosa v. zeilleri*, excavation behind the house (d. b. BG743); d – *Neurodontopteris auriculata*, behind the house and stone heap on the NE edge of the village (d. b. BK437); e – *Walchia goeppertiana*, behind the house and stone heap on the NE edge of the village (d. b. BK437); f – *Walchia* sp., behind the house and stone heap on the NE edge of the village (d. b. BK437); g – *Culmitzschia speciosa*, behind the house and stone heap on the NE edge of the village (d. b. BK437); h – *Walchia goeppertiana*, behind the house and stone heap on the NE edge of the village (d. b. BK437).

jako chudčický pelokarbonátový obzor. Podle Šimůnka a Martínka (2009) jsou fosiliferní vrstvy studované lokality ze zářezu železniční vlečky (d. b. TG118) součástí tohoto obzoru.

Během fytopaleontologického výzkumu na výše zmiňovaných lokalitách bylo nalezeno bohaté permské společenstvo s dominancí jehličnanů – walchií. Lokality na SZ Veverských Knínic a na pravém břehu řeky Svratky ve Veverské Bítýšce jsou nové. Fosiliferní obzory vlastně představují období, kdy klimatické podmínky umožňovaly rozvoj vegetace a zároveň byly příhodné podmínky pro zachování rostlinných zbytků. Fosiliferní obzory jsou odděleny mocnými nefosiliferními vrstvami, které vznikaly za podmínek, kdy vegetační kryt byl chudý, nebo podmínky nebyly příznivé pro zachování fosilií. Nefosiliferní vrstvy vznikaly v obdobích zvýšené aridizace. Naopak fosiliferní obzory vznikaly v podmínkách „relativně“ vlhčího klimatu, které umožňovalo vznik souvislého vegetačního krytu (DiMichele et al. 2007, Pfefferkorn et al. 2008,

Šimůnek a Martínek 2009). V permských floristických společenstvech nenacházíme typické vlhkomilné prvky, naproti tomu převažují spíše suchomilné prvky – jehličnany (walchie). Klima pravděpodobně vykazovalo jistou sezónnost během roku a neumožňovalo život typickým vlhkomilným prvkům.

Na lokalitě Chudčice, zářez železniční vlečky, byly jako nové nalezeny *Calamites* sp. a *Samaropsis fluitans*. Novými druhy pro Veverské Knínice a celý říčanský obzor jsou *Hermitia germanica*, *Samaropsis fluitans* a *S. moravica* a pravděpodobně také cykas ?*Zamites* sp., který je zachován na velmi malém úlomku. Cykas *Zamites* sp. je znám i ze zbyšovského obzoru u Moravského Krumlova (Rieger 1971).

#### Poděkování

Práce je součástí výzkumného záměru ČGS MZP0002579801, regionálního mapování, č. úkolu 390003 a projektu GAČR: P210/12/2053.

#### Literatura

- Augusta, J. (1938): Zpráva o geologickém mapování a stratigrafickém výzkumu kamenouhelné pánve rosicko-oslavanské na Moravě v r. 1937. – Věstník Státního geologického ústavu Československé republiky, 14 (1938), 1–2, 25–30.
- Augusta, J. (1945): Nová paleontologická lokalita ve spodním permu u Německých Knínic. – Příroda (Brno), 37, 8, 257.
- Augusta, J. (1948): Doplněk k seznamu spodnopermské květeny z naleziště u Německých Knínic. – Příroda (Brno), 41, 1, 16.
- Augusta, J. (1949): Dnešní stav znalostí o květeně spodního permu v okolí Černé Hory, Boskovic a Letovic. – Časopis Vlastivědného spolku musejního v Olomouci, 58 (1949), 1–20.
- Augusta, J. (1951): Doplněk k poznání spodnopermské květeny z oblasti kamenouhelné pánve rosicko-oslavanské a jejího širšího okolí. – Přírodovědecký sborník Ostravského kraje, 13, 433–437.
- Buriánek, D. (ed.) – Bubík, M. – Franců, J. – Fůrychová, P. – Havlín, A. – Gilíková, H. – Janderková, J. – Konečný, F. – Krejčí, Z. – Krumlová, H. – Kryštofová, E. – Kunceová, E. – Müller, P. – Otava, J. – Paleček, M. – Pecina, V. – Poul, I. – Sedlaček J. – Skácelová, Z. – Šrámek, J. – Tomanová Petrová, P. – Verner, K. – Večeřa, J. – Vít, J. (2011): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000 list 24-341 Oslavany. – MS, Česká geologická služba.
- DiMichele, W. A. – Chaney, D. S. – Nelson, W. J. – Lucas, S. G. – Looy, C. V. – Quick, K. – Jun, Wang (2007): A low diversity, seasonal tropical landscape dominated by conifers and peltasperms: Early Permian Abo Formation, New Mexico. – Review of Palaeobotany and Palynology, 145, 249–273.
- Havíř, J. (1990): Spodnopermské lokality v boskovické brázdě na Moravě. – MS, PůF MU Brno.
- Ivanov, M. – Hrdličková, S. – Gregorová, R. (2003): Současný stav permokarbonických lokalit boskovické brázdě na Moravě. – MS, Závěrečná zpráva. Grantový projekt Ministerstva kultury č. RK99P03OMG017, 72 str. Brno.
- Jaroš, J. – Malý, L. (2001): Boskovická brázdá. – In: Pešek et al. (ed.): Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky, Český geologický ústav.
- Makowsky, A. – Rzehak, A. (1883): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn als Erläuterung zur geologischen Karte. – Verhandlungen des naturforschenden Vereines In Brünn, 22 (Abh.), 127–285.
- Pfefferkorn, H. W. – Gastaldo, R. A. – DiMichele, W. A. – Philips, T. L. (2008). Pennsylvanian tropical floras of the United States as a record of changing climate. – Special Papers / Geological Society of America, 441, 305–316.
- Rieger, Z. (1971): Floristická charakteristika prvního bitumenního obzoru boskovické brázdě. – MS Archiv Ústředního ústavu geologického Praha.
- Šimůnek, Z. – Martínek, K. (2009): A study of the Late Carboniferous and Early Permian plant assemblages from the Boskovic Basin, Czech Republic. – Review of Palaeobotany and Palynology, 155, 3–4, 275–307.

# MOCNOST SPODNÍCH HRUŠOVSKÝCH VRSTEV (NAMUR) V ČESKÉ ČÁSTI HORNOSLEZSKÉ PÁNVE

Thickness of the Lower Hrušov Member (Namurian) in the Czech Part of the Upper Silesian Basin

Lukáš Vebr<sup>1</sup>, Jakub Jirásek<sup>1</sup>, Lada Hýlová<sup>2</sup>, Martin Sivek<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/2172, 708 33 Ostrava-Poruba; e-mail: lukas.vebr.st@vsb.cz

<sup>2</sup> Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc

(15-41 Hlučín, 15-42 Bohumín, 15-43 Ostrava, 15-44 Karviná, 25-21 Nový Jičín, 25-22 Frýdek Místek)

**Key words:** *Mississippian, Ostrava Formation, Thickness, 2D Modelling*

## Abstract

Map of the thickness of the Lower Hrušov Member (Namurian, Mississippian) was made. It is based on exploratory boreholes' information from the Czech part of the Upper Silesian Basin. The thickness varies from 52.55 m to 415.48 m. The highest values are situated in a NNE–SSW trending zone west of the Orlová Structure in the northern part of the Příbor area and in the western part of the Ostrava area. The lowest values are reached in the Frenštát area east of the Kozlovice Saddle, in the Mořkov area south of the Janovice Fault and west of the Kozlovice Saddle, and in the Těšín and Karviná areas east of the Orlová Structure. Total thickness of the Lower Hrušov Member is decreasing from the West to the East and shows evident west-east polarity. The western part of the post-erosive area of the Lower Hrušov Member represents the axis of maximum subsidence of the basin in times of sedimentation. The zone of reduced thickness is the original eastern part of the basin. The western part of the basin is not preserved due to the post-Carboniferous erosion.

## Úvod

Hornoslezská pánev je v současnosti produkcí nejvýznamnější černouhelnou pánví Evropy. Je geopoliticky rozdělena na polskou a českou část. Na území našeho státu se nachází zhruba 1/5 její plochy, ve které dominují sedimenty ostravského souvrství. Hrušovské vrstvy představují jeden z jeho čtyř litostratigrafických členů. Tato práce publikuje část výsledků diplomové práce Vebra (2011), které se týkají spodní části hrušovských vrstev v české části pánve. Je součástí širší snahy kolektivu Oddělení nerostných surovin a geoinformatiky na HGF VŠB-TU Ostrava o moderní revizi jednotek ostravského souvrství v hornoslezské pánvi.

## Geologická charakteristika jednotky

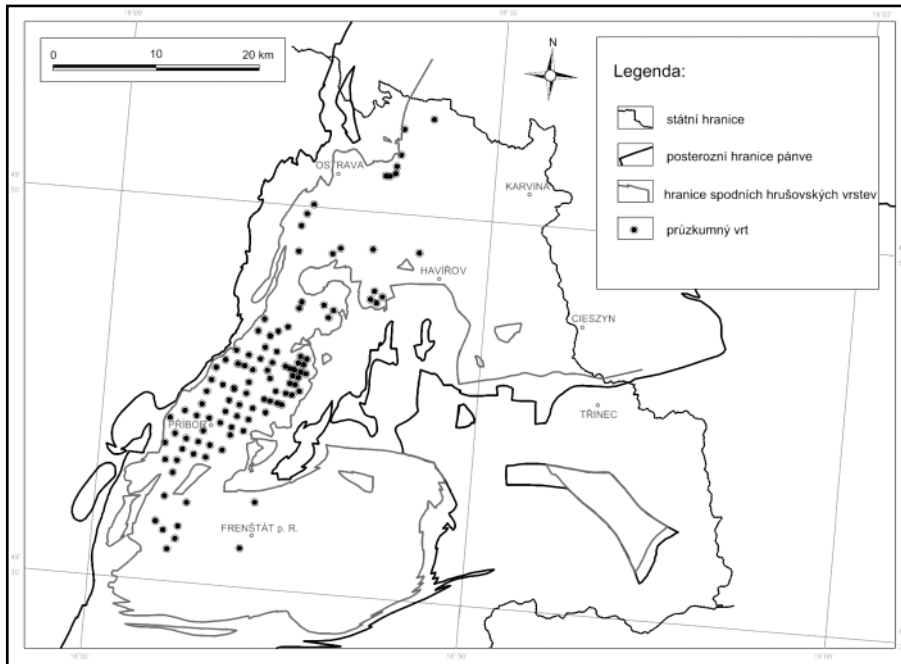
Paralické sedimenty ostravského souvrství představují pokryv epivariské platformy. Jedná se o denudační zbytek původně rozsáhlé výplně pánve (Dopita – Kumpera 1993). Toto souvrství se stratigraficky řadí ke spodnímu namuru. Z hlediska litologického je vrstevní sled spodního namuru české části hornoslezské pánve (dále jen ČHP) velmi pestrý. Velká variabilita sedimentačních prostředí – od mořského přes různé typy přechodného až po převládající čistě kontinentální – je pro tyto sedimenty typická. Ve vrstevním sledu nacházíme projevy vzdálené vulkanické činnosti (tonsteiny a brousky). Ostravské souvrství se ve srovnání s podložními sledy kulmské facie vyznačuje typickým cyklickým střídáním sedimentů. Spodní namur v hornoslezské pánvi lze charakterizovat jako rozsáhlou dlouhodobě klesající přímořskou akumulaci plošinu, v níž se uplatňovala rozdílná vertikální i horizontální sedimentační prostředí s rozdílnou dynamikou. Ostravské souvrství dělíme na 4 litostratigrafické členy: petřkovické, hrušovské, jaklovecké a porubské vrstvy (Žídková et al. 1997).

Hrušovské vrstvy byly poprvé pojmenovány Gaeblerem (1909) podle obce Hrušov (dnes součást Ostravy). Historii jejich vymezení popisují Kandarachevová et al. (2009) a Sivek et al. (2011). Báze hrušovských vrstev je reprezentována svrchní plochou hlavního ostravského brousku, nejvýznamnějšího tufogenního horizontu hornoslezské pánve. Strop je tvořen svrchní plochou skupiny faunistických horizontů sloje Enna (255 – číslo sloje podle Dopity 1959). Hrušovské vrstvy bývají rozdělovány na spodní a svrchní. Hranice mezi nimi je vedena ve skupině faunistických horizontů sloje Františka (163). V ostravské oblasti tvoří tyto vrstvy podstatnou část uhlonosného karbonu a to zejména v místech synklinálních struktur v podloží jakloveckých a porubských vrstev (Žídková et al. 1997).

## Metodika

Předmětem výzkumu byl vývoj spodních hrušovských vrstev v ČHP. Severní a východní hranice je tvořena státní hranicí s Polskem, západní omezení je erozivní. Izolovaný výskyt v tzv. jablunkovském příkopu není hodnocen z důvodu nízkého stupně prozkoumanosti, stejně jako plocha j. od zlomového pásma beskydského stupně.

Počítačové modely byly vytvořeny na základě profilů průzkumných vrtů, které pocházejí z období od roku 1946 do roku 2000. Při interpretaci a použití výsledků je třeba mít na paměti, že v tak rozsáhlém časovém období docházelo k intenzivním změnám v oblastech technologie vrtání a sběru, zpracování a následného vyhodnocení dat, což může mít vliv na výsledky práce. K dispozici jsme měli 109 profilů průzkumných vrtů, které obsahovaly profil sledovanou částí hrušovských vrstev (obr. 1). Seznam použitých vrtů uvádí Vebr (2011). Všechny vrty byly jednotlivě posouzeny. Nepravé mocnosti byly přepočteny na pravé v intervalech s konkrétním známým úklonem. Rozmístění vrtů v ploše výskytu spodních hrušovských



Obr. 1: Situace průzkumných vrtů použitých v práci.  
 Fig. 1: Situation of the exploratory boreholes used in this work.

vrstev má značný vliv na charakter výstupů této zprávy. Práce neobsahuje údaje z důlních děl ani z důlních vrtů, takže nezachycuje detailní situaci zejména v oblasti dobývacích prostorů v ostravské a petřvaldské dílčí části pánve.

Určení spodní hranice hrušovských vrstev ve svrchní vrstevní ploše hlavního ostravského brousku bylo v místech jeho výskytu téměř bezproblémové. U vrtů v oblastech, kde není hlavní ostravský brousek vyvinut vůbec (zejména těšínská část pánve) byla identifikace báze vrstevní jednotky provedena pomocí korelace se známými vrtů a porovnáním s dříve publikovanými výsledky (Weiss et al. 1975).

Při určování svrchní hranice spodních hrušovských vrstev v ČHP existují dvě alternativy: buď svrchní vrstevní plochu mořského patra položit do místa výskytu první (resp. poslední) průkazné mořské fauny (Havlena 1964) nebo ji klást v souladu s litologickým charakterem těsně nad poslední nálezy zkamenělin skupiny faunistických horizontů Františka XII. V této práci jsme se přiklonili ke druhé z možností.

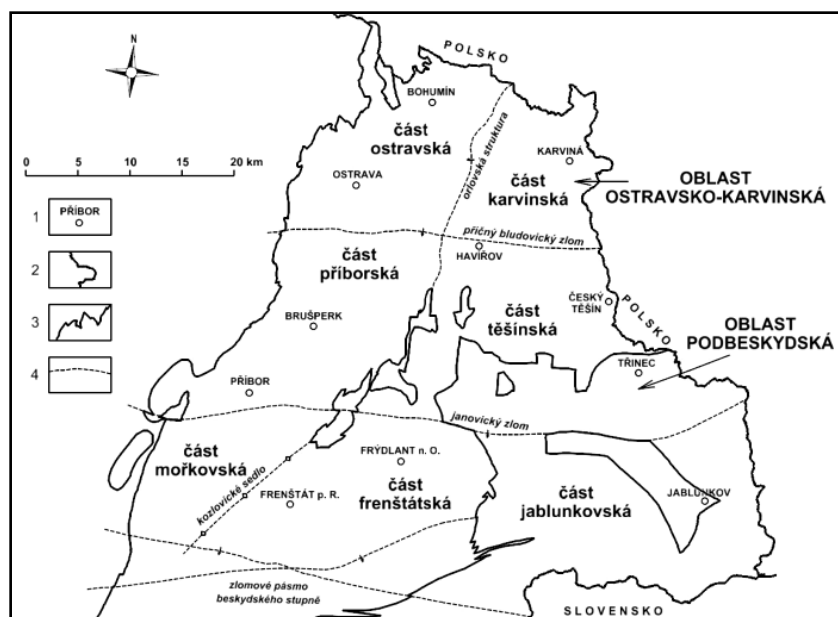
Pro tvorbu topografického a geologického podkladu grafických výstupů byly použity již dříve vytvořené digitální podklady, v nichž byly provedeny drobné úpravy s ohledem na téma práce. Grafické výstupy byly vytvořeny v softwarovém prostředí produktu InRoads a Microstation V8i firmy Bentley Systems, Inc. Ve vnitřní části modelu mocnosti byla použita interpolace mezi trojúhelníky tvořenými známými dokumentačními body, mezi posledními

známými body a hranicí výskytu spodních hrušovských vrstev v ČHP pak extrapolace. V plochách bez známých hodnot přiléhajících k extrapolovaným hodnotám mají modely charakter odborného odhadu.

V textu je použito číslování slojí z české části hornoslezské pánve (Dopita 1959). Uvádíme regionální chronostratigrafické jednotky užívané pro členění svrchního karbonu v západní a střední Evropě (namur). Územní členění české části hornoslezské pánve používané v textu je na obr. 2.

### Mocnost spodních hrušovských vrstev

Mocnost spodních hrušovských vrstev (obr. 3) se ve sledované oblasti pohybuje v rozmezí od 52,55 m do 415,48 m. Nejvyšších mocností dosahují spodní hrušovské vrstvy v pásmu o směru SSV–JJZ na západ od orlovské struktury v severním úseku příborské části (zde dosahují uvedeného maxima 415,48 m) a na západě ostravské části (největší mocnost zde byla 400,45 m). Naproti tomu nižší hodnoty jsou v části frenštátské v. od kozlovického sedla (zde dosahují svého minima 52,55 m), části mořkovské j. od janovického zlomu a z. od kozlovického sedla a těšínské a karvinské části ležící v. od orlovské struktury (územní členění ČHP viz obr. 2). Mezi výše uvedenými pásmy maximálních a minimálních mocností leží pásmo



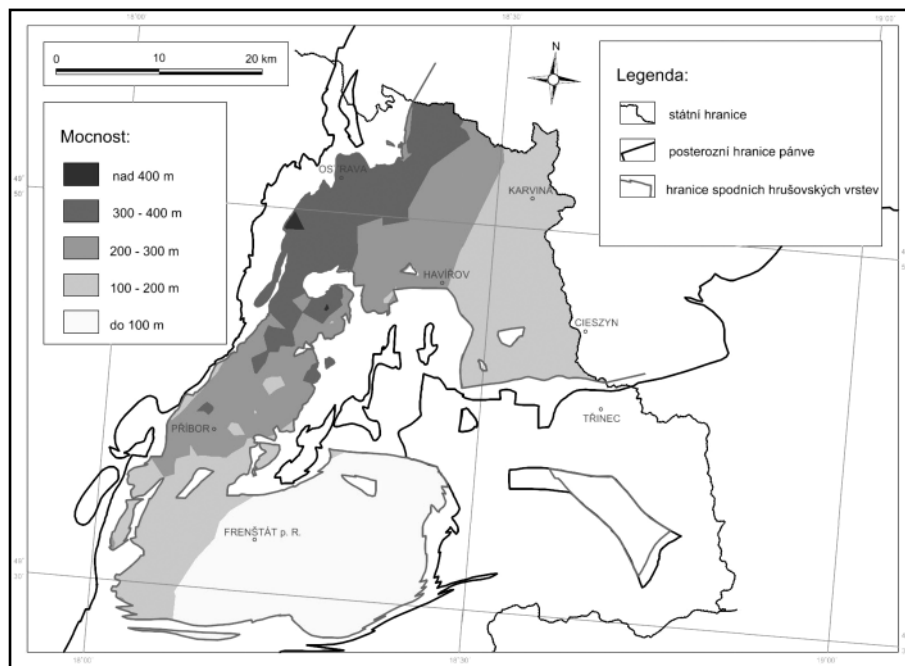
Obr. 2: Územní členění české části hornoslezské pánve. Podle Sivek et al. (2003), upraveno.  
 Fig. 2: Regional division of the Czech part of the Upper Silesian Basin. Modified after Sivek et al. (2003).



mocností středních. Všechna 3 zmíněná pásma (nízkých, středních, vysokých) mocností mají protažení SSV–JJZ a v tomto směru, stejně jako ve směru SZ–JV, dochází k jejich redukci.

### Diskuze

Celková mocnost spodních hrušovských vrstev se snižuje směrem od Z k V a má zjevnou v.–z. polaritu. Zatímco mocnost vrstevní jednotky na západě ČHP dosahuje hodnoty nad 400 m především v ostravské části, klesá tato hodnota v. resp. jv. směrem na méně než 100 m. Tyto trendy lze pozorovat ve všech vrstevních jednotkách ostravského souvrství (Ševčík 1988, 1989, Žídková et al. 1997). K určení důvodů popsaných změn v charakteru vývoje mocnosti spodních hrušovských vrstev by bylo zapotřebí podrobnější analýzy a sledování dalších parametrů, např. písčitosti. Je však patrné, že západní část post-erozního výskytu spodních hrušovských vrstev představovala v době jejich sedimentace osu maximální subsidence pánve a oblastí redukovaných mocností je východní křídlo pánve. Západní křídlo pánve se z důvodů postkarbonské eroze nedochovalo.



Obr. 3: Mocnost spodních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve.  
 Fig. 3: Thickness of the Lower Hrušov Member in the Czech part of the Upper Silesian Basin.

### Závěr

Zhodnocení celkové mocnosti hrušovských vrstev v ČHP je jedním z kroků, který umožní analýzu této vrstevní jednotky v celé hornoslezské pánvi. Analýza je však komplikována několika skutečnostmi. Problematické je zejména značně nerovnoměrné poznání hrušovských vrstev v obou částech pánve a nejednoznačná korelace s florovskými vrstevy (Doktorowicz-Hrebniński 1935) v sv. a v. části pánve v Polsku.

### Poděkování

Příprava článku byla podpořena projektem SP2012/24.

### Literatura

- Doktorowicz-Hrebniński, S. (1935): Mapa szczególowa Polskiego Zagłębia Węglowego 1 : 25 000. Arkusz Grodziec: Objasnienie. – Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dopita, M. (1959): Jednotný způsob označení uhelných slojí v ostravsko-karvinském revíru. – MS, Sdružení OKD, Ostrava.
- Dopita, M. – Kumpera, O. (1993): Geology of the Ostrava-Karviná coalfield, Upper Silesian Basin, Czech Republic, and its influence on mining. – International Journal of Coal Geology, 23, 1–4, 291–321. Elsevier.
- Gaebler, C. (1909): Das oberschlesische Steinkohlenbecken. – Gebrüder Böhm, Kattowitz.
- Havlena V. (1964): Geologie uhelných ložisek, díl 2. – Nakladatelství ČSAV.
- Kandarachevová, J. – Hýlová, L. – Dopita, M. – Jirásek, J. – Sivek, M. (2009): Počátky litostratigrafického členění české části hornoslezské pánve. – Documenta Geonica, Ústav Geoniky AVČR, 83–90.
- Sivek, M. – Dopita, M. – Krůl, M. – Čáslavský, M. – Jirásek, J. (2003): Atlas chemicko-technologických vlastností uhlí české části hornoslezské pánve. – Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava.
- Sivek, M. – Kandarachevová, J. – Jirásek, J. – Hýlová, L. – Dopita, M. (2011): Vývoj litostratigrafického členění české části hornoslezské pánve od roku 1928. – Acta Musei Beskydensis, 96, 3, 173–186.
- Ševčík, V. (1989): Současné poznatky o redukci mocnosti stratigrafických jednotek ostravského souvrství v československé a polské části hornoslezské černouhelné pánve. – Uhlí, 37, 3, 120–124.
- Ševčík, V. (1989): Mocnost vrstevních jednotek ostravského souvrství v československé části hornoslezské pánve. – Uhlí, 36, 11, 502–508.
- Vebr, L. (2011): Některé otázky geologického vývoje spodních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve. – MS, diplomová práce, Hornicko-geologická fakulta VŠB-TU Ostrava.
- Weiss, G. (ed.) (1975): Surovinová studie čs. části hornoslezské pánve: II. etapa. – MS, Geologický průzkum n. p., Ostrava.
- Žídková, S. – Krejčí, B. – Martinec, P. – Dopita, M. – Brieda, J. (1997): Ostravské souvrství. – In: Dopita, M. (ed.): Geology of the Czech Part of the Upper Silesian Basin, Ministerstvo životního prostředí České republiky, 43–87.

# UHĽONOSNOST SPODNÍCH HRUŠOVSKÝCH VRSTEV (NAMUR) V ČESKÉ ČÁSTI HORNOSLEZSKÉ PÁNVE

Coal-bearing Capacity of the Lower Hrušov Member (Namurian) in the Czech Part of the Upper Silesian Basin

Lukáš Vebr<sup>1</sup>, Jakub Jirásek<sup>1</sup>, Lada Hýlová<sup>2</sup>, Martin Sivek<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/2172, 708 33 Ostrava-Poruba; e-mail: lukas.vebr.st@vsb.cz

<sup>2</sup> Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc

(15-41 Hlučín, 15-42 Bohumín, 15-43 Ostrava, 15-44 Karviná, 25-21 Nový Jičín, 25-22 Frýdek Místek)

**Key words:** *Mississippian, Ostrava Formation, Coal-bearing Capacity, 2D Modelling*

## Abstract

Maps of the coal-bearing capacity, number and total thickness of coal seams of the Lower Hrušov Member (Namurian, Mississippian) were made. They are based on exploratory boreholes' information from the Czech part of the Upper Silesian Basin. Absolute coal-bearing capacity varies from 0.71 % to 6.62 %. Number of coal seams thicker than 0.1 m varies from 3 to 43 and their total thickness from 1.17 m to 14.40 m. All mentioned parameters reach their maximum in NNE–SSW trending zone west of the Orlová Structure. This situation supports the hypothesis, that preserved part of the Lower Hrušov Member could form the subsidence axis of the basin and its eastern part whereas the western part is not preserved due to post-Carboniferous erosion.

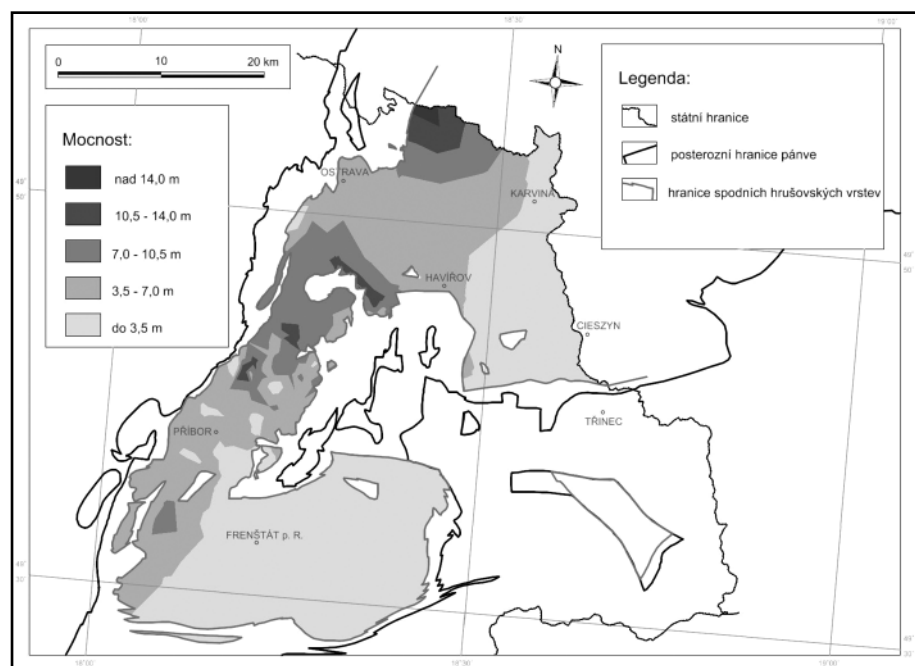
## Úvod

Uhlonosnost je jednou ze základních ložiskových charakteristik sedimentů obsahujících polohy uhlí, případně uhelné sloje. Lze ji vyjádřit několika způsoby. Buď může být v konkrétní části vrstevního sledu udána jako součet uhelných poloh v metrech, lze ji však také sledovat ve formě počtu uhelných poloh nebo ji lze stanovit klasickým způsobem jako poměr celkové mocnosti uhelných poloh (slojí) k celkové mocnosti vrstevního sledu v procentech. Termín uhlonosnost je zpravidla spojován s poslední jmenovanou formou stanovení obsahu uhelné hmoty v sedimentech. Každá z variant má svůj vlastní význam při posuzování geologické historie i ekonomického potenciálu hodnocené oblasti.

Uhelné polohy mají v sedimentech různou mocnost, od lamin uhelné hmoty milimetrové mocnosti po polohy uhlí několik desítek metrů mocné. Proto je třeba pro výpočet uhlonosnosti stanovit tzv. mezní mocnost, což je minimální mocnost uhelných poloh, které budou do výpočtu uhlonosnosti zahrnuty. Obvykle se pro uhlonosné sedimenty stanovuje tzv. absolutní (celková) uhlonosnost ( $U_A^{10}$ ) s mezní mocností 0,1 m a dále různé typy tzv. ložiskové uhlonos-

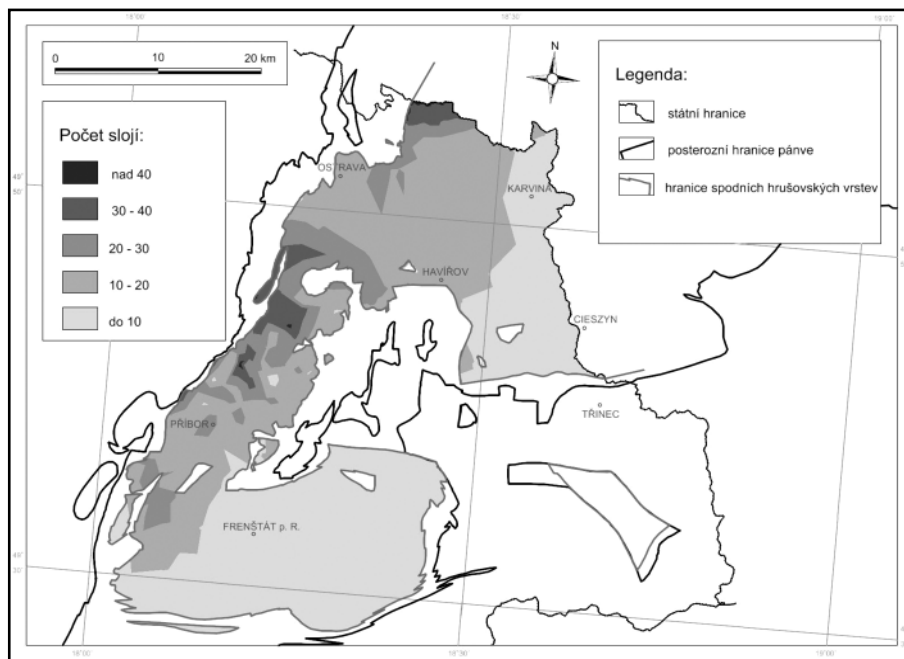
nosti, nejčastěji s mezní mocností 0,4 m ( $U_L^{40}$ ), případně s mezní mocností 0,8 m ( $U_L^{80}$ ). V původní práci byly pro každou uvedenou mezní mocnost stanoveny všechny varianty (typy) uhlonosnosti.

V této zprávě o výzkumu dokumentujeme výsledky analýzy vývoje uhlonosnosti spodních hrušovských vrstev na třech modelech pro mezní mocnost 0,1 m. Jde o model celkové mocnosti uhelných poloh o mocnosti větší než 0,1 m, model počtu uhelných poloh o mocnosti větší než



Obr. 1: Celková mocnost uhelných poloh o mocnosti vyšší než 0,1 m spodních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve.

Fig. 1: Total thickness of coal seams with the thickness over 0.1 m of the Lower Hrušov Member in the Czech part of the Upper Silesian Basin.



Obr. 2: Počet uhelných poloh o mocnosti vyšší než 0,1 m ve spodních hrušovských vrstvách ČHP.  
 Fig. 2: Number of coal seams with the thickness over 0.1 m of the Lower Hrušov Member in the Czech part of the Upper Silesian Basin.

0,1 m a model celkové uhlonosnosti. Pro možnost srovnání prostorového vývoje slojí vyšších mocností doplňujeme tyto modely ještě o model ložiskové uhlonosnosti  $U_L^{80}$ .

**Geologická charakteristika spodních hrušovských vrstev**

Geologická charakteristika české části hornoslezské pánve (dále jen ČHP), hrušovských vrstev a základní literatura jsou uvedeny v práci Vebra et al. (2012).

**Metodika**

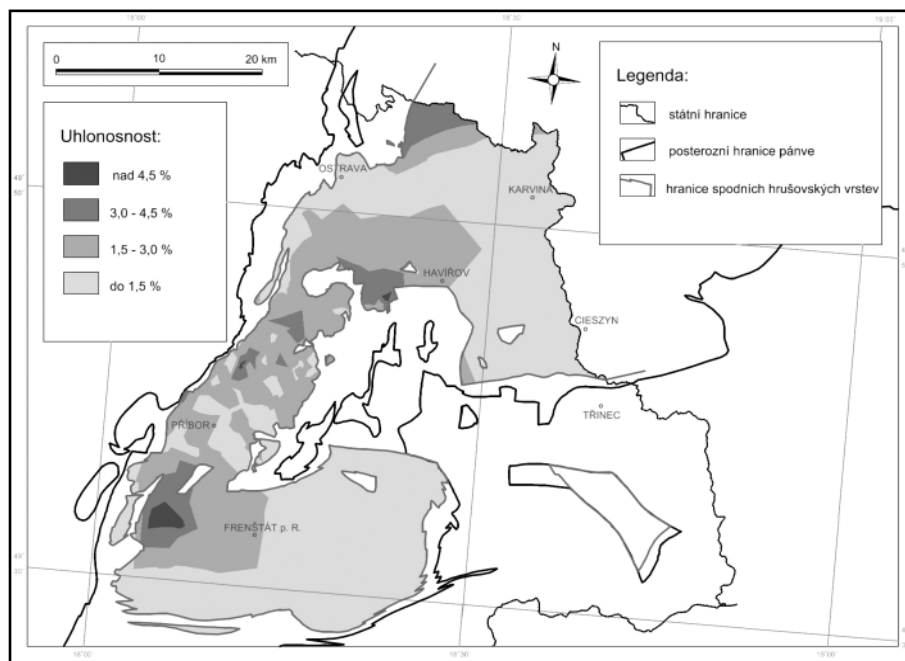
Základní metodiku a datovou základnu použité v této práci uvádí Vebra et al. 2012. Přesto považujeme za nutné zde uvést, že počítačové modely byly vytvořeny na základě 109 profilů povrchových průzkumných vrtů z období od roku 1946 do roku 2000. Seznam použitých vrtů uvádí Vebra (2011). Hodnoty parametrů pro stanovení uhlonosnosti byly získány z profilů, z nichž byly odečteny nepravé mocnosti uhelných poloh, které byly přepočteny na pravé mocnosti podle hodnot úklonů uvedených v geologické dokumentaci vrtu. Za uhelné polohy jsme považovali uhlí všech technologických typů i popelnatostí s výjimkou uhelných jílovců, které nebyly do výpočtů zahrnuty.

**Uhlonosnost spodních hrušovských vrstev**

Pro sledování uhlonosnosti spodních hrušovských vrstev v ČHP bylo sestaveno devět modelů vývoje uhlonosnosti v pánvi (Vebra 2011). K této zprávě o výzkumu přikládáme čtyři z těchto modelů. Jde o modely, které nejlépe ilustrují prostorový vývoj uhlonosnosti studované vrstevní jednotky.

**Celková mocnost uhelných poloh o mocnosti vyšší než 0,1 m** (obr. 1) se ve spodních hrušovských vrstvách pohybuje v rozmezí hodnot od 1,17 m do 14,40 m. V rámci ČHP lze vymezit tři ucelené plochy vykazující vyšší hodnoty celkové mocnosti uhelných slojí. Všechny leží v pásmu protaženém ve směru

SSV–JJZ, západně od orlovské struktury. V tomto pásmu, až na malé ostrůvkovité oblasti, zejména v příborské části a větší úsek v severovýchodní části mořkovské oblasti, neklesá celková mocnost uhelných slojí pod 3,5 m. První oblast vyšších hodnot leží v těsné blízkosti severní hranice ČHP s Polskem v ostravské části pánve, kde dosahuje celková mocnost uhelných slojí maximální hodnoty 14,40 m. Není vyloučeno, že tento vývoj může pokračovat i dále k severu za hranicemi studované oblasti. Druhou oblastí vyšších hodnot je část příborská ležící mezi janovickým



Obr. 3: Uhlonosnost  $U_A^{10}$  spodních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve.  
 Fig. 3: Coal-bearing capacity  $U_A^{10}$  of the Lower Hrušov Member in the Czech part of the Upper Silesian Basin.

a bludovickým zlomem na Z od orlovské struktury. V této oblasti, přibližně 3 km z. od Brušperka, dosahují hodnoty až 14,30 m. Plochu vyšších hodnot (v rozmezí od 7 do 14 m) představuje příborská část pánve, od obce Brušperk směrem k S. Tento vývoj pokračuje až za bludovický zlom do ostravské části pánve. Poslední oblast vyšších hodnot (v rozmezí od 7 do 10,5 m) se nachází v centru příborské části mezi obcemi Mořkov a Kopřivnice. Frenštátská část spolu s částí těšínskou a západní plochou části karvinské představují naopak oblasti, v nichž je celková mocnost uhelných slojí nejmenší. Minimum 1,17 m se nachází na Těšínsku.

**Počet uhelných poloh o mocnosti vyšší než 0,1 m** (obr. 2) se ve spodních hrušovských vrstvách pohybuje v rozmezí od 3 do 43. Oblasti se zvýšenými hodnotami se nachází západně od orlovské struktury, v pásmu protaženém ve směru SSV–JJZ, ve kterém neklesá počet slojí, až na drobné výjimky, pod 10. Více než 20 slojí se vyskytuje v s. části české části hornoslezské pánve při hranici s Polskem a v místě přechodu ostravské části pánve do části příborské. Zde se také nachází oblast s maximálním počtem slojí – 43, která leží asi 4 km z. od Brušperka. 41 slojí se nachází v oblasti 4 km s. od téže obce. Více než 20 uhelných slojí se také vyskytuje při z. okraji mořkovské části pánve. Část frenštátská, ležící v. od kozlovického sedla, spolu s částí těšínskou a východním úsekem části karvinské, ležící na V od orlovské struktury, vykazují naopak nejmenší počty slojí. Minimum (3 sloje) se nachází v části těšínské.

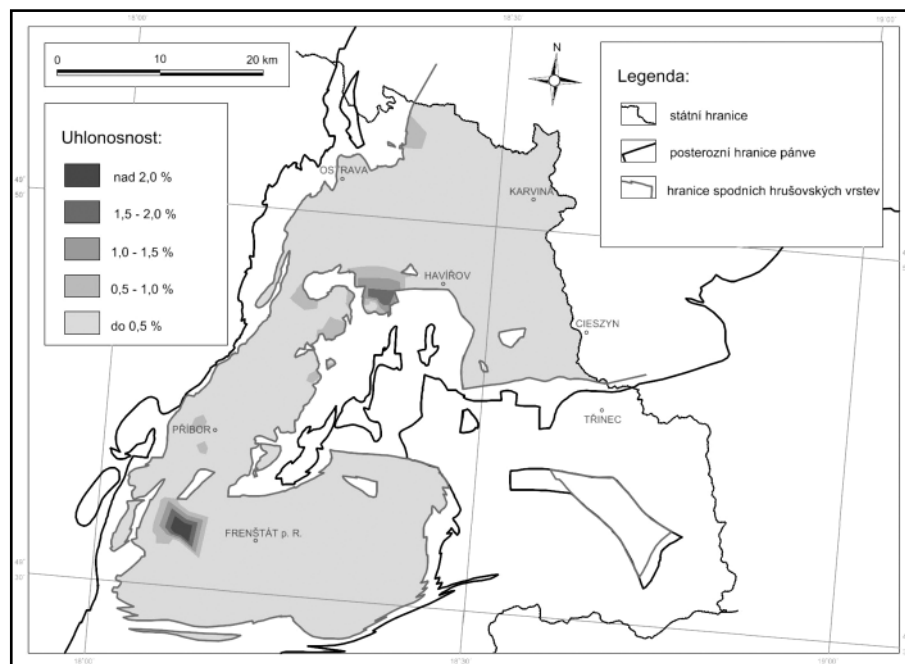
**Absolutní uhlonosnost**  $U_A^{10}$  (obr. 3) se ve spodních hrušovských vrstvách pohybuje v rozmezí od 0,71 do 6,62%. Má obdobný ráz jako výše uvedené parametry a obdobnou lokalizaci maximálních i minimálních hodnot v ploše ČHP.

**Ložisková uhlonosnost**  $U_L^{80}$  (obr. 4) je parametr, který je významný pro určení lokalizace ploch s vývojem slojí vyšších mocností. Proto je v této zprávě prezentován také model tohoto parametru. Z jeho charakteru je patrné, že sloje vyšších mocností (nad 0,8 m) se ve spodních hrušovských vrstvách vyskytují jen ojediněle. Proto jen ve zcela omezených plochách tento parametr dosahuje hodnot vyšších než 0,5%. Tyto plochy nacházíme v okolí Mořkova a v místech křížení orlovské struktury s bludovickým zlomem jz. od města Havířova a z. od Frenštátu pod Radhoštěm.

## Diskuze

Srovnáme-li modely celkové mocnosti uhelných poloh, počtu uhelných poloh a absolutní uhlonosnosti  $U_A^{10}$ , vytvořené pro mezní mocnost 0,1 m, zjišťujeme, že mají v rozhodujících směrech řadu podobných rysů. Především všechny modely shodně signalizují, že nejvyšší hodnoty všech modelovaných parametrů se nacházejí v ploše protažené ve směru SSV–JJZ a lokalizované západně od průběhu orlovské struktury. Plochy maximálních hodnot mají ostrůvkovitý charakter, přesto je jejich omezení a prostorová lokalizace dobře definovatelná. Východním směrem od této plochy se hodnoty všech parametrů snižují. Tento trend vývoje hodnocených parametrů podporuje i lokalizace ploch s minimálními hodnotami. Zjištěný vývoj potvrzují i orientační náčrtky uhlonosnosti, které uvádí Žídková et al. (1997) a detailnější informace od Ševčíka (1989). Tento obraz potvrzuje předpoklad, že zachovaná část spodních hrušovských vrstev s nejvyšší uhlonosností je osa subsidence pánve a její východní křídlo, zatímco západní křídlo pánve se z důvodů postkarbonské eroze nedochovalo.

Závažný, třebaže ne překvapivý, je zjištěný vývoj ložiskové uhlonosnosti  $U_L^{80}$ . Jeho model zřetelně prokazuje, že sloje větších mocností se ve spodních hrušovských vrstvách vyskytují ojediněle. Zvláště vzácně se vyskytují plochy s vyššími hodnotami ložiskové uhlonosnosti. To jen dokumentuje již známou skutečnost, že spodní hrušovské vrstvy mohou být hornicky zajímavé pouze v omezených plochách. V kombinaci s výsledky modelů vývoje celkových mocností a počtu uhelných slojí se jako nejpříznivější jeví sv. území v příborské části ČHP, kde lze předpokládat výskyt až 5 uhelných slojí o mocnosti vyšší než 0,8 m. Naše současné znalosti o jejich plošném vývoji však jsou nedostatečné.



Obr. 4: Uhlonosnost  $U_L^{80}$  spodních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve.  
 Fig. 4: Coal-bearing capacity  $U_L^{80}$  of the Lower Hrušov Member in the Czech part of the Upper Silesian Basin.

**Závěr**

Výzkum vývoje uhlonosnosti spodních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve zpřesnil naše představy o prostorovém vývoji uhelných slojí této vrstevní jednotky. Výsledky potvrdily již dříve známou skutečnost, že uhlonosnost hrušovských vrstev je velmi nízká. Patří k nejnižším ze všech vrstevních jednotek ostravského souvrství. Vyšší hodnoty uhlonosnosti se nacházejí v ploše západně od orlovské vrásky. Východním směrem od této plochy uhlonosnost klesá.

Z báňského hlediska se jako nejzajímavější jeví výsledky modelu vývoje ložiskové uhlonosnosti  $U_L^{80}$ . Uhlé sloje o mocnosti vyšší než 0,8 m, za předpokladu vhodných chemicko-technologických vlastností uhlé hmoty a příhodných báňsko-technických a ekonomických podmínek, by mohly být základem úvah o jejich případném využití. V současné době je v ČHP těžba slojí spodních hrušovských vrstev omezena pouze na důl Paskov, závod Staříč.

Výsledky zpracovaného modelu ložiskové uhlonosnosti  $U_L^{80}$  však dokumentují nízký podíl slojí vyšších mocností ve spodních hrušovských vrstvách. Zjištěno bylo pouze několik izolovaných ploch s výskytem slojí o mocnosti nad 0,8 m jv. od Havířova, izolovaná plocha z. od Frenštátu pod Radhoštěm a dvě menší plochy v okolí Příbora. Je však třeba poznamenat, že přesnější závěry by vyžadovaly vyhodnocení řady dalších parametrů.

Modely uhlonosnosti nejsou využitelné pouze pro hodnocení možností báňského využití uhlonosných sekvencí, ale poskytují také důležité informace pro studium vývoje a charakteru sedimentačního prostředí a geologických poměrů v období vzniku uhlonosných depozit. Právě tímto směrem bychom chtěli zaměřit svůj další výzkum.

**Poděkování**

*Příprava článku byla podpořena projektem SP2012/24.*

**Literatura**

- Ševčík, V. (1989): Uhlonosnost ostravského souvrství (namur A) v československé části hornoslezské černouhelné pánve. – OKD, 32–49.
- Vebr, L. (2011): Některé otázky geologického vývoje spodních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve. – MS, diplomová práce, Hornicko-geologická fakulta VŠB-TU Ostrava.
- Vebr, L. – Jirásek, J. – Hýlová, L. – Sivek, M. (2012): Mocnost spodních hrušovských vrstev (namur) v české části hornoslezské pánve. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 1–2, 118–120.
- Žídková, S. – Krejčí, B. – Martinec, P. – Dopita, M. – Brieda, J. (1997): Ostravské souvrství. – In: Dopita, M. (ed.): Geology of the Czech Part of the Upper Silesian Basin. Ministerstvo životního prostředí České republiky, 43–87.

# PRELIMINARY REPORT ON THE NEW FINDINGS OF MISSISSIPPIAN TRILOBITES IN THE BŘEZINA FORMATION (MORAVIAN KARST, CZECH REPUBLIC)

Tomáš Weiner<sup>1</sup>, Carsten Brauckmann<sup>2</sup>, Hedvika Poukarová<sup>1</sup>, Štěpán Rak<sup>3</sup>, Jiří Kalvoda<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Masaryk University, Department of Geological Sciences, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic; e-mail: tomasweiner@volny.cz

<sup>2</sup> Clausthal University of Technology, Geology and Palaeontology, Leibnizstrasse 10, D-38678 Clausthal-Zellerfeld, Germany

<sup>3</sup> Charles University, Institute of Geology and Palaeontology, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech Republic

(24-41 Vyškov)

**Key words:** Moravian Karst, Březina Formation, Mississippian, Viséan, trilobites

## Abstract

New fossiliferous layers of the Březina Formation were discovered in the valley of the Říčka Brook SSW of the village of Ochoz u Brna in 2011. Four taxa of trilobites were preliminary determined: *Archegonus* (Phillibole) cf. *polleni* (Woodward, 1894), *Archegonus* (Phillibole) cf. *cauliquercus* Brauckmann 1981, *Liobole* (Liobole) *glabra proxima* Chlupáč, 1966 and ?*Spinibole* sp. The newly discovered fossiliferous beds belong to the Viséan (Lower to ?Upper Viséan, approximately *cu* IIy–*cu* IIδ). The occurrence of limestone pebbles and limestone cobbles in aleuropelitic shales was also recorded. The Late Tournaisian foraminifer *Darjella monilis* Malakhova, 1964 was discovered in a dark grey limestone cobble derived from the Hády-Říčka limestone sequence of the Líšeň Formation.

## Introduction

Trilobites from the Březina Formation were previously reported from several localities: Zbrašov near Hranice (Chlupáč 1956, Chlupáč 1958), Březina (Chlupáč 1966, Rak – Viktorýn 2010), the valley of the Říčka Brook (Chlupáč 1966), Čelechovice (Chlupáč 1969) and the Mokrá quarry (Chlupáč 1966, Rak 2004, Rak – Lerosey-Aubril 2009, Kalvoda et al. 2010, Rak et al. 2012).

New trilobite-bearing beds of the Březina Formation were discovered in the valley of the Říčka Brook near Brno in 2011. The new material was collected from an outcrop situated on the right bank of the Říčka Brook, approximately 150 m NWW from the „Koupaliště“ (= “bathing place”) hiking signpost, approximately 2.5 km SSW of the village of Ochoz u Brna (fig. 1). Aleuropelitic shales exposed therein are prevalently greenish, considerably

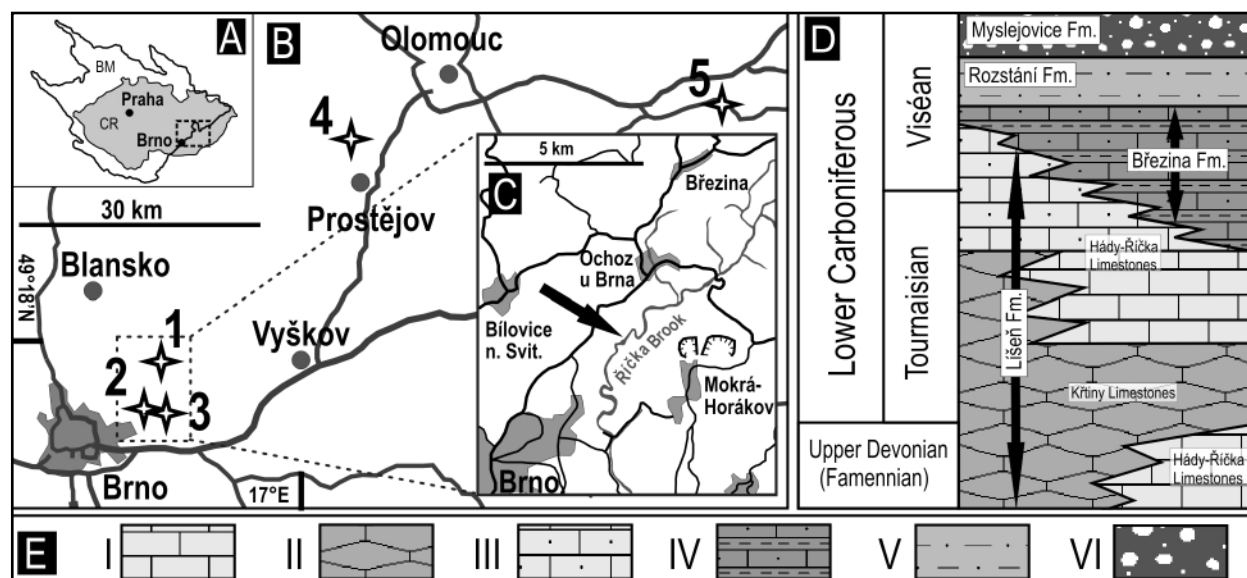


Fig. 1: A – Location of all known trilobite occurrences of the Březina Formation in the southeast part of the Czech Republic (CR) and the Bohemian massif (BM). B – Localities of the Březina Formation with trilobite occurrence: 1 – Březina, 2 – valley of the Říčka Brook, 3 – Mokrá quarry, 4 – Čelechovice, 5 – Zbrašov near Hranice. C – Geographic position of the new locality (marked by arrow) in the south part of the Moravian Karst. D – Schematic stratigraphical column of the Late Devonian and Early Carboniferous of the Moravian Karst; modified after Kalvoda et al. (2010). E – Lithological symbols used in the stratigraphical column: I – limestones (commonly cherty) with thin intercalations of shales (Líšeň Fm.), II – limestones, commonly nodular (Líšeň Fm.), III – limestones (commonly cherty) with thin intercalations of shales; sandy limestones (Líšeň Fm.), IV – aleuropelitic shales and limestones (Březina Fm.), V – aleuropelitic shales (Rozstání Fm.), VI – conglomerates, greywackes, shales (Myslejovice Fm.).

silicified and poorly bedded. Trilobites, associated with brachiopods, bivalves, cephalopods, corals and crinoids, were obtained from an interval of approximately 0.5 m thickness. Several limestone pebbles and a limestone cobble were also found within these shales. More than 80 remnants of trilobites including about 20 almost complete specimens and about 60 isolated parts of exoskeletons were collected. Tectonic deformation complicates their determination. Several specimens from this locality were now preliminary studied and deposited in the palaeontological collections of the Czech Geological Survey, Prague (inventory numbers TW1–TW4).

### Systematic Part

- Class Trilobita Walch, 1771
- Order Proetida Fortey – Owens, 1975
- Family Phillipsiidae Oehlert, 1886
- Subfamily Archegoninae Hahn – Brauckmann, 1984
- Genus *Archegonus* Burmeister, 1843
- Subgenus *Archegonus* (*Phillibole*) Richter – Richter, 1937

*Archegonus* (*Phillibole*) cf. *polleni* (Woodward, 1894)

Remarks: The morphology of the complete specimen (TW1, fig. 2A) is close to *Archegonus* (*Phillibole*) *polleni* chiefly due to the short genal spine reaching approximately the first thoracic segment and by the size of the eyes. Although the eyes were broken off, the shape of the fracture line suggests that they were large. As judged from poorly preserved material, the pygidial border seems to be very indistinct or rather absent in comparison with the lectotype of *A. (Ph.) polleni* depicted by Woodward (1894) and Prentice (1967).

*A. (Ph.) polleni* occurs in Great Britain, Germany and very probably also in Ireland (see Archinal 1992, p. 21). In Germany (Rhenish Massif: Bergisches Land) *A. (Ph.) polleni* appears in two completely different horizons (cu II?γ = ?Late Chadian and cu IIIα = Asbian; Brauckmann 1992, p. 126); both materials cannot yet be distinguished by the preserved characters. In Northern England (type region) the true *A. (Ph.) polleni* is restricted to the latter sequence. The species seems to cover a complete time interval from the Late Chadian to the Asbian (cu II?γ–cu IIIα, Lower to Upper Viséan).

*Archegonus* (*Phillibole*) cf. *cauliquercus* Brauckmann, 1981

Remarks: Two almost complete specimens (TW2, fig. 2B, C, E), probably belonging to the same species, are preserved together in one piece of rock. In the first specimen (fig. 2C, E) the right genal spine was completely broken off. The mould of the fragmentary left genal spine suggests its long and tubular shape (fig. 2E). In the second, a markedly disarticulated specimen (fig. 2B), the right librigena is completely lacking, but the left librigena reveals a long tubular genal spine. In both specimens the eyes are not preserved. Due to the considerably poor preservation, the course of the facial sutures can be only locally distinguished. As far as observable, the palpebral lobes seem to be rather large, which suggests the rather large size of the eyes (typical for *Archegonus* (*Phillibole*) *aprathensis* subgroup *sensu* Müller

– Brauckmann 2010). Both specimens are very similar to *Archegonus* (*Phillibole*) *cauliquercus* which was previously known from the cu IIIα<sub>2</sub> sequence (Asbian, Upper Viséan) in Germany (Bergisches Land; see Archinal 1992; p. 11).

Genus *Liobole* Richer – Richter, 1949

Subspecies *Liobole* (*Liobole*) Richter – Richter, 1949

*Liobole* (*Liobole*) *glabra proxima* Chlupáč, 1966

Remarks: The cranidium (TW 3) depicted in fig. 2G is markedly deformed. The course of the facial sutures as well as the shape of the glabella make it possible to determine this specimen as *Liobole* (*L.*) *glabra proxima* due to the following characteristics: posterior fixigenae extremely broad, ζ not marked, and constriction of glabella between γ and γ lacking.

This subspecies was originally described in the Czech Republic (Viséan, cu IIγ; localities Březina, Čelechovice – “horizon with *Spinibole olgae*”) by Chlupáč (1966, 1969). Subsequently Owens – Tilsley (1995) reported *Liobole* (*L.*) *glabra proxima* in south-west England (North Devon; Lower Viséan: Late Chadian, cu IIγ).

Subfamily ?Cystispiniinae Hahn – Hahn, 1982

?*Spinibole* sp. Chlupáč, 1966

Remarks: The thoracopygon (fig. 2F) is similar to three species, i.e. *Spinibole* (*Spinibole*) *ruethenensis* Hahn – Hahn, 1969 (= *Wagnerispina ruethenensis*, *sensu* Gandl 1977 and Owens – Tilsley 1995), *Spinibole* (*Combewoodia*) *coddonensis* (Woodward, 1902) (= *Wagnerispina coddonensis*, *sensu* Owens – Tilsley 1995) and *Wagnerispina wagneri* Gandl, 1977. The slightly subtriangular shape of the pygidium is closer to *Spinibole* (*Sp.*) *ruethenensis*. Although the assignment to the genus *Spinibole* is probable, this specimen cannot be unequivocally allocated to a particular species because of the lack of the cephalon.

Stratigraphic range and distribution of similar taxa: *Spinibole* (*Sp.*) *ruethenensis* is known from Germany (Asbian, cu IIδ, Upper Viséan; Rhenish Massif, Harz Mountains). Specimens similar to *Spinibole* (*Sp.*) *ruethenensis* were currently recorded by Rak – Viktorýn (2012) also from “the horizon with *Spinibole olgae*” (cu IIγ–cu IIδ, approximately Lower to Middle Viséan) from the vicinity of the village of Březina. *Spinibole* (*C.*) *coddonensis* occurs in south-west England (North Devon) and in Germany (Rhenish Massif: Bergisches Land) (both Early Viséan, approximately cu IIγ or Late Chadian). *Wagnerispina wagneri* was described from northern Spain (Late Mississippian: Serpukhovian: Early Namurian, E<sub>1-2</sub>; Cantabrian Mountains).

### Discussion and interpretations

All the previously described trilobites from the Březina Formation in the valley of the Říčka Brook (Chlupáč 1966) were obtained from deep boreholes [bore Ochoz (Říčky) 2, bore V 97] situated approximately 100 m north of the bathing place. Rather poor trilobite material, composed of *Liobole* aff. *glabroides* (Richter – Richter, 1949) and “*Cyrtosymbole* (*Macrobole*) sp.”, was interpreted by Chlupáč (1966) as belonging to the Lower Viséan (cu IIγ).



Fig. 2: A – *Archegonus (Phillibole) cf. polleni* (Woodward, 1894); dorsal view of complete specimen; TW1a. B – *Archegonus (Phillibole) cf. cauliquercus* Brauckmann, 1981; dorsal view of nearly complete but disarticulated specimen; idealized shape of facial suture marked by white line; TW2. C – *Archegonus (Phillibole) cf. cauliquercus* Brauckmann, 1981; dorsal view of complete specimen with damaged genal spines; slightly displaced palpebral lobe marked by white line; TW2. D – *Archegonus (Phillibole) cf. polleni* (Woodward, 1894); dorsolateral view of left librigena of the specimen depicted in A; TW1. E – *Archegonus (Phillibole) cf. cauliquercus* Brauckmann, 1981; dorsolateral view of the specimen depicted in fig. 2C; mould of fragmentary genal spine marked by white line; TW2. F – ?*Spinibole* sp.; thoracopygon; TW4. G – *Liobole (Liobole) glabra proxima* Chlupáč, 1966; lateral view of cranidium; TW3. H – *Darjella monilis* Malakhova, 1964; specimen from a limestone cobble; thin-section. Scale bars: A, G – 5 mm; B, C, D, E – 2 mm; F – 3 mm; H – 1 mm. Specimens A, B, C, E, G coated by ammonium chloride. All trilobites are housed in the Czech Geological Survey, Prague (inventory numbers TW1–TW4). Photo by T. Weiner, J. Kalvoda.



Apart from these findings from boreholes, all the previously described Viséan trilobites known from the Březina Formation derive from Březina, Zbrašov near Hranice and Čelechovice. These localities are characterized by occurrence of *Spinibole (Spinibole) olgae* Chlupáč, 1966, which is accompanied by further taxa (“horizon with *Spinibole olgae*” *sensu* Chlupáč 1969). Although about 80 trilobite remnants were collected from the newly discovered fossiliferous beds, none of them belong to *Spinibole (S.) olgae*. This suggests an absence or infrequent occurrence of this species, which may have very restricted stratigraphical and/or palaeoecologically limited occurrence.

The exact stratigraphic range of *Spinibole (S.) olgae* is essentially not yet known. Chlupáč (1966, 1969) has allocated this species to the Lower Viséan (cu II $\gamma$ ). Owens – Tilsley (1995) have correlated “the horizon with *S. olgae*” with the Late Chadian assemblage (Lower Viséan, cu II $\gamma$ ) in North Devon. Müller – Brauckmann (2010) have dated their *Archegonus (Phillibole) nehdenensis* subgroup (= “*nehdenensis*-Untergruppe”) to approximately the cu II $\delta$  (=lower part of *Beyrichoceras-Entogonites* genozone *sensu* Korn in Amler – Gereke 2003). All the previously described Moravian specimens from this subgroup are from “the horizon with *S. olgae*”.

The preliminarily studied material from the valley of the Říčka Brook suggests an age of an extremely long time interval from the Early to Late Viséan (approximately cu II $\gamma$  to cu III $\alpha$ ) and thus from the upper part of the *Fascipericyclus-Ammonellipsites* to the lower part of the *Eoglyphioceras* genozones (see Korn – Kaufmann 2008: fig. 7). The Březina Formation is stratigraphically older, however, than cu III $\alpha$  (Go III $\alpha$ ) because this zone is documented within the lower part of the Myslejovice Formation (see fig. 1D) (Kumpera – Lang 1975, Lehotský 2008). A poorly known stratigraphy of the Rozstání Formation (approximately cu II $\delta$ –cu III $\alpha$ ; fig. 1D), which lies between the Březina and the Myslejovice Formations, was documented by indirect biostratigraphic evidence only (Kalvoda – Bábek 1995). Therefore, the exact age of the newly discovered fossiliferous beds can be approximately allocated to cu II $\gamma$ –cu II $\delta$  (approximately Lower to ?Upper Viséan). “The horizon with *S. olgae*” seems to correlate with the same interval (cu II $\gamma$ –cu II $\delta$ ). However, exact stratigraphic relations between associations of “the horizon

with *S. olgae*” and the newly discovered association cannot be unequivocally interpreted.

The assemblage of “the horizon with *S. olgae*” resembles the Late Chadian atheloptic assemblage known from southwest England (North Devon; Owens – Tilsley 1995). Species with reduced eyes [*Liobole (Liobole) glabra proxima*, ?*Spinibole* sp.] co-occur with rather large-eyed species [*Archegonus (Ph.)* cf. *polleni*, *Archegonus (Ph.)* cf. *cauliquercus*] in the newly discovered fossiliferous beds.

The presence of limestone pebbles and limestone cobbles is not particularly typical for aleuropelitic shales of the Březina Formation. Several subangular to rounded pebbles and one subangular limestone cobble were found on the newly discovered locality. The Late Tournaisian foraminifer *Darjella monilis* Malakhova, 1964 was determined in thin-sections obtained from the limestone cobble (fig. 2H). This species ranges from the lower part of the MFZ 7 zone to the MFZ 8 zone *sensu* Devyust – Hance (in Poty et al. 2006). This cobble is apparently derived from the Hády-Říčka Limestones of the Líšeň Formation. The limestone pebbles in all probability also come from the Líšeň Formation (Frasnian–Viséan).

#### Conclusion

The trilobite association from the newly discovered fossiliferous parts of the Březina Formation apparently belongs to the Viséan (Lower to ?Upper Viséan). This is in accordance with the occurrence of the reworked Upper Tournaisian limestone cobble. The association seems to be considerably different from other Viséan trilobite associations of the Březina Formation, which is chiefly demonstrated by the absence (or very rare occurrence) of *Spinibole (S.) olgae*, co-occurrence of somewhat large-eyed and rather small-eyed trilobites and by the presence of taxa which were previously unknown from the Březina Formation. The new material needs more detailed subsequent study which would follow.

#### Acknowledgements

Tomáš Viktorýn is thanked for providing the trilobites of his collections and suggestions of the referee Petr Budil helped to improve the text. The study was supported by the grant project GACR 205/08/0182.

## References

- Amler, M. – Gereke, M. (2003): Karbon-Korrelationstabelle (KKT) Carboniferous Correlation Table (CCT). – *Senckenbergiana lethaea*, 83, 1/2, 235–247.
- Archinal, A. (1992): Revision der Gattung *Archegonus* (*Phillibole*) (Trilobita, Ober-Devon/ Unter-Karbon). – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 144, 1–133.
- Brauckmann, C. (1981): Eine neue Trilobiten-Art aus dem Kulm (Unter-Karbon cu IIIa) von Aprath (Wuppertal, W-Deutschland). – *Jahresberichte des naturwissenschaftlichen Vereins in Wuppertal*, 34, 92–95.
- Brauckmann, C. (1992): Trilobiten aus dem Ober-Devon und Unter-Karbon im Raum Aprath. – In: Thomas, E. (ed.): *Oberdevon und Unterkarbon von Aprath im Bergischen Land (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge)*, 113–167.
- Chlupáč, I. (1956): Nález spodnokarbonské fauny u Hranic na Moravě. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 31, 268–273.
- Chlupáč, I. (1958): Nová spodnokarbonská fauna od Zbrašova u Hranic na Moravě. – *Sborník Ústředního ústavu geologického*, 24, 279–312.
- Chlupáč, I. (1966): The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of the Moravian Karst. – *Sborník geologických věd, Paleontologie*, 7, 1–143.
- Chlupáč, I. (1969): Lower Carboniferous fauna from Čelechovice (Moravia) and its significance. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 2, 211–218.
- Gandl, J. (1977): Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien), 2: Die Trilobiten der Alba-Schichten (Unter-Visé bis Namur A). – *Senckenbergiana lethaea*, 58, 1/3, 113–217.
- Hahn, G. – Hahn, R. (1969): Kulm-Trilobiten von Nehden und Rütthen (Sauerland). – *Senckenbergiana lethaea*, 50, 4, 273–289.
- Kalvoda, J. – Bábek, O. (1995): Příspěvek k poznání spodní části rozstánského souvrství (Drahanská vrchovina, Morava). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 1994, 50–51.
- Kalvoda, J. – Devyust, F. X. – Bábek, O. – Dvořák, L. – Rak, Š. – Rez, J. (2010): High-resolution biostratigraphy of the Tournaisian-Visean (Carboniferous) boundary interval, Mokrá quarry, Czech Republic. – *Geobios: Paleontology, Stratigraphy, Paleocology*, 43, 317–331.
- Korn, D. – Kaufmann, B. (2009): A high-resolution relative time scale for the Visean Stage (Carboniferous) of the Kulm Basin (Rhenish Mountains, Germany). – *Geological Journal*, 44, 306–321.
- Kumpera, O. – Lang, V. (1975): Goniatitová fauna v kulmu Drahanské vysočiny (moravskoslezská zóna Českého masivu). – *Časopis Slezského muzea A*, 24, 11–32.
- Lehotský, T. (2008): Taxonomie goniatitové fauny, biostratigrafie a paleoekologie jesenického a drahanského kulmu. – *Disertační práce, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity*, 1–131, Brno.
- Müller, P. – Brauckmann, C. (2010): Trilobiten-Funde aus dem Unter-Karbon im Hut-Tal (Ober-Harz, Deutschland). – *Geologica et Palaeontologica*, 43, 83–91.
- Owens, R. M. – Tilsley, J. W. (1995): An atheloptic trilobite assemblage from the Carboniferous of North Devon. – *Geological Magazine*, 132, 6, 713–728.
- Poty, E. – Devyust, F. X. – Hance, L. (2006): Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and Northern France: a tool for Eurasian correlations. – *Geological Magazine*, 143, 6, 829–857.
- Prentice, J. E. (1967): Lower Carboniferous trilobites of North Devon and related species from Northern England. – *Bulletin of the British museum (Natural History), Geology*, 14, 6, 207–241.
- Rak, Š. (2004): Trilobitová fauna hraničních vrstev tournai-visé z Mokré u Brna. – MS, Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, 1–67, Brno.
- Rak, Š. – Lerosey-Aubril, R. (2009): First record of the Carboniferous trilobite *Bollandia* from the Moravian Karst (Czech Republic) and its significance. – *Bulletin of Geosciences* 84, 4, 739–744.
- Rak, Š. – Kalvoda, J. – Devyust, F.-X. (2012): New Mississippian trilobite association from the Brno vicinity and its significance (Moravian Karst, Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, June 2012, 63, 3, 181–190.
- Rak, Š. – Viktorýn, T. (2010): Nový nález artikulovaného exoskeletonu trilobita *Spinibole* (*Spinibole*) *olgae* Chlupáč, 1966 z Moravského krasu. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009*, 31, 268–273.
- Rak, Š. – Viktorýn, T. (2012): Předběžné paleontologické zhodnocení lokality Březina 3 a její srovnání s ostatními výskyty trilobitové fauny v břidlicích březinského souvrství v okolí obce Březina v Moravském krasu. – MS, Moravskoslezské paleozoikum 2012, 40–42, Olomouc.
- Woodward, H. (1894): Note on a collection of Carboniferous trilobites from the banks of the Hodder, near Stonyhurst, Lancashire. – *Geological Magazine* 1, 481–489.

## PŘIROZENÁ RADIOAKTIVITA KULMSKÝCH SEDIMENTŮ NA VÝCHODNÍM OKRAJI ČESKÉHO MASIVU

Natural radioactivity of Upper Devonian – Lower Carboniferous siliciclastic flysch formations on the eastern margin of the Bohemian Massif

Jiří Zimák

Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(14-42 Rýmařov, 14-43 Mohelnice, 14-44 Šternberk, 15-11 Zlaté Hory, 15-12 Osoblaha, 15-13 Vrbno pod Pradědem, 15-14 Krnov, 15-31 Bruntál, 15-32 Opava, 15-33 Moravský Beroun, 15-34 Vítkov, 15-41 Hlučín, 15-43 Ostrava, 24-21 Jevíčko, 24-22 Olomouc, 24-23 Protivanov, 24-24 Prostějov, 24-41 Vyškov, 25-11 Hlubočky, 25-12 Hranice, 25-13 Přerov, 25-14 Valašské Meziříčí)

**Key words:** siliciclastic flysch sediments, gamma-spectrometry, natural radioactivity

### Abstract

Contents of potassium, uranium and thorium were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in more than two thousand samples of Upper Devonian to Lower Carboniferous siliciclastic flysch sediments outcropping on the easternmost margin of the Bohemian Massif (mainly in the Drahaný Mts. and Nížký Jeseník Mts.). Studied rocks belong to eight formations: Protivanov Fm., Rozstání Fm., Myslejovice Fm., Mohelnice Fm., Andělská Hora Fm., Horní Benešov Fm., Moravice Fm. and Hradec-Kyjovice Fm. Conglomerates (incl. gravelites), various types of psammites (mainly graywackes), siltstones, silty shales and clay shales occur in all mentioned formations. Quartzites and phyllites dominated in the source zone of clastic sediments of Mohelnice Fm. and Andělská Hora Fm., therefore K, U and Th contents in siliciclastic sediments of the both formations are correspondingly low. Relatively high radioactivity of sediments belonging to remaining six formations suggests a significant contribution of acid or intermediate magmatic rocks in the source zone of clastic material.

### Úvod

Leteckou, terénní i laboratorní gamaspektrometrií již dříve bylo prokázáno, že brunovistulický terán se nízkou radioaktivitou krystalinika odlišuje od západněji ležících částí Českého masivu a že regionálně zvýšené pole přirozené radioaktivity v této oblasti představuje území Drahanské vrchoviny a Nížkého Jeseníku (včetně Oderských vrchů) díky relativně vysoké radioaktivitě flyšoidních souvrství devonu a spodního karbonu (tj. kulmských sedimentů) – viz např. Ibrmajer – Suk et al. (1989), Manová – Matolín (1995), Zimák – Štelcl (2003), Zimák (2011). Tato flyšoidní souvrství se podle četných údajů v literatuře (např. Kumpera 1988, Kumpera – Martinec 1995) formovala v akrečním klínu během kolize dvou bloků kontinentální kůry – Českého masivu a brunovistulika. Gamaspektrometrické studium obsahu přirozených radioaktivních prvků v těchto sedimentech může rozšířit poznatky o charakteru snosné oblasti. Přirozená radioaktivita je navíc jednou ze základních petrofyzikálních vlastností, která může limitovat technické využití sedimentů (hlavně drob) těžených v této oblasti.

### Vzorky a metody

Na sledovaném území bylo za více než deset let odebráno 2 142 horninových vzorků reprezentujících siliciklastické sedimenty osmi souvrství: protivanovského (dále jen ProS), rozstáňského (RozS), myslejovického (MysS), mohelnického (MohS), andělskohorského (AnHoS), hornobenešovského (HoBeS), moravického (MorS) a hradecko-kyjovického (HrKyS). Determinace hornin byla prováděna pouze makroskopicky, což působilo značné problémy hlavně s rozlišováním jednotlivých hor-

ninových typů ve skupině jemnozrnných psamitů a také s rozlišováním jemnozrnných psamitů od aleuritů (tedy jemnozrnných drob nebo pískovců od siltovců). Proto jsou siliciklastické sedimenty v této zprávě rozděleny na základě strukturálních kritérií pouze do tří skupin: 1) psefity (slepence), 2) psamity (droby a pískovce), 3) aleurity (siltové břidlice a siltovce) a pelity (jílové břidlice, v AnHoS fylitické břidlice). Do třetí z uvedených skupin jsou řazeny i laminity. Psefity jsou ve studovaném souboru vzorků zastoupeny převážně gravelity; v případě slepenců s hojnou přítomností klastů o velikosti nad 10 mm je příprava reprezentativních vzorků pro laboratorní gamaspektrometrická měření značně komplikovaná, ne-li nemožná.

V horninových vzorcích byly na PřF UP v Olomouci za použití spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm<sup>3</sup> (průměr 76 mm, délka 76 mm) stanoveny obsahy draslíku (přímo na základě koncentrace <sup>40</sup>K), uranu a thoria (u obou prvků nepřímo na základě koncentrací dceřiných produktů, a proto jsou jejich obsahy při uvádění výsledků analýz označovány jako eU a eTh). Přirozená radioaktivita hornin je hodnocena i na základě hmotnostní aktivity ekvivalentu <sup>226</sup>Ra ( $a_m$ ), která byla z výsledků gamaspektrometrických analýz vypočtena podle vztahu  $a_m = 12,35U + (1,43 \times 4,06Th) + (0,077 \times 313K)$ , do kterého jsou obsahy U a Th dosazovány v ppm, obsahy K v hmot. %. Meze detekce: K = 0,5 hm. %, U a Th pod 1,5 ppm. Při výpočtu hodnot  $a_m$  a při statistickém zpracování dat byly obsahy K pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 0,33 hm. %, obdobně v případě eU a eTh hodnotou 1 ppm.

geol. jednotka / hornina	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a <sub>m</sub> (Bq.kg <sup>-1</sup> )			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<b>protivanovské souvrství (n = 191):</b>																	
psefity	22	<0,5	2,7	2,0	2,0	<1,5	4,8	2,8	2,9	1,6	12,4	10,4	10,1	30	183	151	143
psamity	140	0,9	3,6	1,9	2,0	<1,5	6,8	2,6	2,8	4,9	18,4	10,2	10,3	76	221	141	142
aleurity a pelity	29	1,8	3,3	2,4	2,5	<1,5	6,3	2,9	3,0	7,3	14,7	11,4	11,3	117	240	159	163
<b>rozstáňské souvrství (n = 252):</b>																	
psefity	19	1,2	2,8	2,1	2,1	1,7	5,6	2,9	3,3	7,7	14,4	9,9	10,5	110	218	154	152
psamity	147	0,8	3,5	1,9	1,9	<1,5	7,5	2,5	2,8	6,3	22,2	10,5	10,7	89	272	139	143
aleurity a pelity	86	1,6	3,6	2,6	2,7	1,8	9,7	3,5	4,0	7,5	27,9	11,7	12,2	120	313	184	185
<b>myslejovické souvrství (n = 287):</b>																	
psefity	58	1,3	4,5	1,9	2,0	<1,5	8,0	2,4	2,9	5,4	23,8	9,1	9,5	80	345	131	140
psamity	159	0,7	4,9	2,1	2,2	<1,5	10,7	2,7	3,1	5,1	30,1	10,5	11,0	81	403	146	156
aleurity a pelity	70	1,4	4,6	2,6	2,7	1,5	13,3	3,4	4,4	8,2	36,0	12,0	13,1	118	462	171	195
<b>mohelnické souvrství (n = 182):</b>																	
psefity	42	<0,5	1,6	0,6	0,6	<1,5	1,8	<1,5	<1,5	1,7	6,0	3,2	3,5	30	86	45	48
psamity	111	<0,5	4,2	1,0	1,1	<1,5	4,7	<1,5	<1,5	<1,5	10,6	4,5	5,1	33	156	65	73
aleurity a pelity	29	1,3	3,2	2,1	2,2	<1,5	5,4	1,7	1,8	5,1	16,1	7,3	7,6	76	189	114	119
<b>andělskohorské souvrství (n = 247):</b>																	
psefity	8	1,1	1,7	1,3	1,4	<1,5	2,7	2,0	2,0	5,6	11,1	7,8	7,9	81	139	99	103
psamity	137	<0,5	3,3	1,3	1,4	<1,5	4,4	2,1	2,1	4,6	17,8	7,9	8,2	61	194	104	108
aleurity a pelity	102	0,8	5,3	2,1	2,1	<1,5	4,8	2,2	2,3	3,4	17,1	8,6	8,9	61	276	130	132
<b>hornobenešovské souvrství (n = 170):</b>																	
psefity	3	<0,5	2,4	1,4	1,4	<1,5	3,1	2,4	2,2	<1,5	12,5	10,0	7,8	26	160	130	105
psamity	137	0,8	2,6	1,8	1,8	<1,5	4,8	2,5	2,6	6,5	16,7	10,2	10,4	83	191	133	135
aleurity a pelity	30	0,5	6,1	2,6	2,7	<1,5	11,6	3,0	3,6	1,9	27,8	11,6	12,0	35	363	169	178
<b>moravické souvrství (n = 431):</b>																	
psefity	34	1,2	2,6	1,9	1,8	1,7	7,4	3,0	3,3	6,7	17,4	9,8	10,3	93	223	134	144
psamity	224	<0,5	3,8	1,8	1,9	<1,5	6,7	2,8	3,0	2,6	26,5	11,2	11,8	35	292	143	150
aleurity a pelity	173	1,0	4,3	2,5	2,5	1,5	9,8	3,5	3,6	6,6	23,9	11,8	12,1	81	281	171	175
<b>hradecko-kyjovické souvrství (n = 382):</b>																	
psefity	45	0,9	2,9	1,6	1,6	<1,5	4,1	2,1	2,3	4,9	15,0	7,5	8,4	71	187	109	116
psamity	215	<0,5	3,7	1,8	1,8	<1,5	7,9	3,0	3,1	3,7	23,7	11,3	11,5	42	278	148	149
aleurity a pelity	122	0,7	5,9	2,7	2,8	<1,5	8,6	3,8	4,1	6,8	25,5	12,2	12,8	70	363	181	191

Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, eU, eTh) v horninách a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a<sub>m</sub>); n = počet vzorků.

Tab. 1: Natural radioactive element (K, eU, eTh) contents in rocks and calculated mass activity (a<sub>m</sub>); n = number of samples.

**Výsledky a diskuze**

Výsledky provedených laboratorních gamaspektrometrických měření jsou shrnuty v tabulce 1. Ze získaných dat plynou tyto závěry:

1. I když flyšoidní souvrství devonu a spodního karbonu představují v geofyzikálním obrazu regionálně zvýšené pole přirozené radioaktivity, nedosahuje průměrná hmotnostní aktivita jejich hornin hodnoty pro průměrnou zemskou kůru (kolem 180 Bq.kg<sup>-1</sup>).

2. Zimák – Štelcl (2003) zhodnotili přirozenou radioaktivitu sedimentů AnHoS, HoBeS, MorS a HrKyS na základě 1 830 terénních gamaspektrometrických stanovení obsahů draslíku, ura-

nu a thoria pomocí gamaspektrometru GS-256. Srovnání výsledků terénní a laboratorní gamaspektrometrie je náplní tabulky 2. Je zcela zřejmé, že terénní gamaspektrometrie poskytuje výrazně vyšší hodnoty pro všechny

souvrství/horniny	K (%)			eU (ppm)			eTh (ppm)			a <sub>m</sub> (Bq.kg <sup>-1</sup> )			
	T	L	T/L	T	L	T/L	T	L	T/L	T	L	T/L	
AnHoS	psefity a psamity	2,3	1,4	1,6	3,7	2,1	1,8	11,9	8,2	1,5	169	108	1,6
	aleurity a pelity	3,3	2,1	1,6	4,0	2,3	1,7	14,5	8,9	1,6	211	132	1,6
HoBeS	psefity a psamity	3,2	1,8	1,8	5,2	2,6	2,0	16,7	10,4	1,6	239	135	1,8
	aleurity a pelity	3,6	2,7	1,3	5,8	3,6	1,6	17,5	12,0	1,5	260	178	1,5
MorS	psefity a psamity	3,3	1,9	1,7	5,4	3,0	1,8	17,4	11,6	1,5	248	149	1,7
	aleurity a pelity	3,9	2,5	1,6	6,5	3,6	1,8	19,8	12,1	1,6	288	175	1,6
HrKyS	psefity a psamity	3,5	1,8	1,9	5,7	3,0	1,9	18,0	11,0	1,6	259	143	1,8
	aleurity a pelity	4,2	2,8	1,5	6,7	4,1	1,6	19,6	12,8	1,5	296	191	1,5

Tab. 2: Průměrné obsahy přirozených radioaktivních prvků v horninách andělskohorského, hornobenešovského, moravického a hradecko-kyjovického souvrství a vypočtená hmotnostní aktivita (a<sub>m</sub>); T = terénní gamaspektrometrická měření (Zimák – Štelcl 2003), L = laboratorní gamaspektrometrická měření (v této práci).

Tab. 2: Average contents of natural radioactive elements in rocks of the Andělská Hora Fm., Horní Benešov Fm., Moravice Fm. and Hradec-Kyjovice Fm., and calculated mass activity (a<sub>m</sub>); T = field gamma-spectrometrical measurements (Zimák – Štelcl 2003), L = laboratory gamma-spectrometrical measurements (this work).

tři stanovované prvky. Hodnota T/L v tabulce 2 vyjadřuje poměr mezi výsledkem terénních měření a laboratorních měření (vždy jde o průměrné hodnoty pro daný prvek, horninové prostředí a souvrství). Hodnoty T/L se pohybují v intervalu 1,3 až 2,0, průměrná hodnota T/L je kolem 1,6. Hlavním důvodem nesouladu mezi výsledky terénních a laboratorních měření je nevhodná geometrie výchozů, na nichž byla terénní měření prováděna. Terénní gamaspektrometry jsou kalibrovány na poloprostor. Ideální výchoz pro tato měření by proto měl být plochý a také dostatečně velký. Ve sledovaném území jsou však takové výchozy zcela výjimečné. Při terénních měřeních zpravidla na detekční krystal gamaspektrometru přicházelo záření gama i z horninového prostředí „nad poloprostorem“. Typickým příkladem je stěnový lom, v němž je při měření na stěně analyzováno i záření přicházející z pracovní plochy lomu. Je-li horninové prostředí v tomto lomu víceméně homogenní (alespoň pokud jde o distribuci K, U a Th), pak jsou v terénu gamaspektrometricky stanovené obsahy těchto tří prvků zhruba 1,5× vyšší než ve skutečnosti.

3. Ve flyšových souvrstvích přirozená radioaktivita sedimentů obvykle roste v řadě psefit – psamit – aleurit – pelit. Tato závislost platí i v případě studovaných flyšoidních souvrství. Pokud sloučíme psefity a psamity do jedné skupiny (soubory psefitů v jednotlivých souvrstvích jsou často malé a nereprezentativní), pak bez výjimky pro všechny tři sledované prvky a pro všech osm souvrství platí, že obsah daného prvku je ve skupině aleuritů a pelitů vždy vyšší než ve skupině psefitů a psamitů (a samozřejmě to musí platit i pro hmotnostní aktivitu).

4. Z údajů v tab. 1 a 2 lze učinit závěr, že celková přirozená radioaktivita kulmských souvrství jesenické oblasti roste v posloupnosti AnHoS – HoBes – MorS – HrKys (tedy od podloží do nadloží či od Z k V). Výrazný rozdíl mezi AnHoS a HoBes je vysvětlitelný rozdílnými petrografickými poměry ve snosné oblasti. Ve zdrojové oblasti klastik AnHoS dominovaly epizonálně metamorfované horniny (kvarcity, fylity, metavulkanity) a anchimetamorfované sedimenty (viz např. Dvořák 1994) – tomu odpovídají nízké obsahy K, U a Th v sedimentech AnHoS, hlavně v psefitech a psamitech (tab. 1 a 2). Na základě relativně vyšší radioaktivity sedimentů HoBes, MorS a HrKys lze předpokládat významné zastoupení kyselých nebo intermediálních magmatitů ve zdrojové oblasti klastického materiálu, což je zcela v souladu s údaji o modálním složení psefitů a psamitů – viz např. Maštera (1975), Dvořák (1994), Tomášková – Přichystal (1995).

5. Zimák – Štelcl (2004) na základě distribuce obsahů K, U a Th v sedimentech HoBes a MorS dospěli k závěru, že v období jejich vzniku byl z nejsevernějšího úseku

zdrojové oblasti přinášén klastický materiál s výrazně vyšší přirozenou radioaktivitou než z úseků ležících jižněji (za předpokladu, že k přínosu klastického materiálu docházelo od západu). Laboratorními měřeními byla vyšší radioaktivita sedimentů v severní části HoBes a MorS potvrzena, avšak pokud jde o průměrné hodnoty, nejsou tyto rozdíly příliš výrazné, a navíc je nutno poznamenat, že i v rámci severní nebo jižní části HoBes a MorS existují podstatné rozdíly. Není tedy žádný důvod předpokládat, že by právě severní část snosné oblasti měla být zdrojem klastického materiálu se zvýšenou radioaktivitou. Zimák – Štelcl (2004) při své úvaze navíc nezhlednili snad dostatečně podložený názor, že výnosové kužely (tvořené materiálem přinášéným vodními toky od západu) byly trakčními i gravitačními proudy pravděpodobně roznášeny od JJZ k SSV, tj. ve směru osy pánve (viz např. Zapletal 1971, Dvořák 1994, Hartley – Otava 2001).

6. Obdobně jako v jesenickém kulmu roste i v prostoru Dražanské vrchoviny přirozená radioaktivita kulmských sedimentů stejné zrnitostní kategorie ve směru od Z k V, tj. v posloupnosti ProS – RozS – MysS (tab. 1). Výrazný je tento trend zejména ve skupině aleuritů a pelitů. Tuto skutečnost již v jižní polovině Dražanské vrchoviny prokázali Štelcl – Zimák (2009) na základě výsledků terénních i laboratorních gamaspektrometrických měření.

7. Nejnižší obsahy K, U a Th v rámci sledovaných souvrství vykazují MohS a AnHoS (viz tab. 1). Na litologickou podobnost a současně i na existující rozdíly mezi MohS a AnHoS poukazuje např. Maštera (1996), jenž původ detritického materiálu v obou souvrstvích odvozuje ze starých orogenních komplexů. Podle citovaného autora v psamitech MohS převládají klasty kvarcitů až kvarciticých fylitů a agregátního křemene, v psamitech AnHoS se objevují navíc živce, včetně K-živců. Výsledky gamaspektrometrických analýz tomu odpovídají.

8. Průměrná hmotnostní aktivita jednotlivých skupin hornin je ve všech osmi souvrstvích pod  $200 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ . V případě některých ložisek drob v MysS, MorS a HrKys je však tato mezní hodnota překročena a limituje tak využitelnost drceného kameniva (viz poznámka níže). Pouze v případě MohS a AnHoS jsou průměrné hmotnostní aktivity jednotlivých skupin hornin pod  $150 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$  (tab. 1).

Poznámka: Atomový zákon a vyhláška č. 307/2002 Sb. určuje mezní hodnotu pro materiály používané ve stavbách s pobytoými prostory na  $150 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$  (pro materiály používané ve stavbě ve velkém množství – např. beton) a na  $200 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$  (pro materiály používané ve stavbě v omezeném množství). Pokud je hmotnostní aktivita vyšší než stanovená mezní hodnota, nesmí být stavební materiál uveden do oběhu.

**Literatura**

- Dvořák, J. (1994): Variský flyšový vývoj v Nížkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. – Český geologický ústav Praha.
- Hartley, A. J. – Otava, J. (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. – *Journal of the Geological Society*, 158, 137–150.
- Ibrmajer, J. – Suk, M. et al. (1989): Geofyzikální obraz ČSSR. – Academia.
- Kumpera, O. (1988): Brunovistulikum ve variském vývoji. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 401–410.
- Kumpera, O. – Martinec, P. (1995): The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic Basin. – *Journ. Czech Geol. Soc.*, 40, 47–64.
- Manová, M. – Matolín, M. (1995): Radiometrická mapa České republiky 1 : 500 000. – Český geologický ústav Praha.
- Maštera, L. (1975): Petrografie slepenců moravických vrstev a hradeckých drob v Nížkém Jeseníku. – *Výzkumné práce Ústředního ústavu geologického*, 8ú, 25–36.
- Maštera, L. (1996): Petrofacie v drobách mohelnického souvrství (střední Morava) a andělskohorského souvrství (severní Morava a Slezsko). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1995*, 102–104.
- Štelcl, J. – Zimák, J. (2009): Přirozená radioaktivita kulmských sedimentů v širším okolí velkolomu Mokrá. – MS, PřF MU Brno a PŘF UP Olomouc.
- Tomášková, A. – Přichystal, A. (1995): Valouny vulkanitů z kulmských slepenců: pravděpodobná geotektonická pozice a možné zdrojové oblasti vulkanitů. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994*, 75–77.
- Zapletal, J. (1971): Litostratigraficko-faciální vývoj kulmské sedimentace v centrální části Nížkého Jeseníku. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium*, 38, 143–197.
- Zapletal, J. – Dvořák, J. – Kumpera, O. (1989): Stratigrafická klasifikace kulmu Nížkého Jeseníku. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 64, 243–250.
- Zimák, J. (2011): Přirozená radioaktivita granitoidů a metagranitoidů brunovistulického teránu na území České republiky. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 18, 201–204.
- Zimák, J. – Štelcl, J. (2003): Terénní gamaspektrometrické měření přirozené radioaktivity hornin v oblasti moravskoslezského kulmu v Nížkém Jeseníku. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002*, 203–204.
- Zimák, J. – Štelcl, J. (2004): Přirozená radioaktivita hornin moravskoslezského kulmu v oblasti Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů: příspěvek k poznání zdrojové oblasti klastického materiálu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003*, 103–106.

# URAN V KARBONÁTOVÝCH HORNINÁCH VÝCHODNÍHO OKRAJE ČESKÉHO MASIVU

Uranium in carbonate rocks of the eastern margin of the Bohemian Massif

Jiří Zimák

Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(04-43 Bílý Potok, 14-21 Travná, 14-22 Jeseník, 14-23 Králíky, 14-24 Bělá pod Pradědem, 14-41 Šumperk, 14-42 Rýmařov, 14-43 Mohelnice, 14-44 Šternberk, 15-11 Zlaté Hory, 15-13 Vrbno pod Pradědem, 15-31 Bruntál, 24-21 Jevíčko, 24-22 Olomouc, 24-23 Protivanov, 24-24 Prostějov, 24-32-Brno, 24-41 Vyškov, 25-12 Hranice, 25-13 Přerov, 25-14 Valašské Meziříčí)

**Key words:** Moravo-Silesian basin, Moravian Karst, uranium, limestones, marbles, laboratory gamma-spectrometry

## Abstract

Contents of uranium were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in 912 samples of Proterozoic and Palaeozoic carbonate rocks (limestones and marbles) from the eastern part of the Bohemian Massif. Most of the studied samples represent Devonian to Lower Carboniferous carbonate rocks of the Moravo-Silesian basin outcropping in the Moravian Karst as well as at Čelechovice na Hané, Hněvotín and Grygov (all near the town of Olomouc), Přerov and Hranice. Platform carbonates of the Macocha Fm. and deep-subtidal to basin-floor nodular limestones of the Líšeň Fm. (so-called Křtiny Lmst.) have only low uranium contents (about 1 ppm eU on average). Uranium contents in calciturbidites of the Líšeň Fm. in the Moravian Karst are relatively high: carbonate beds contain 1.5 ppm eU, siliciclastic beds 2.9 ppm eU on average. Slightly increased uranium contents were found in a narrow zone (30 to 40 cm) in Hády-Říčka Lmst. close to the boundary of Macocha Fm./Líšeň Fm. in the Moravian Karst, and also in a phosphorite-rich horizon in limestones of the Líšeň Fm. (e. g., in the Hranice Karst area).

## Úvod

Karbonátové horniny obvykle vykazují jen nízkou přirozenou radioaktivitu, která souvisí s relativně nízkými obsahy všech tří jejích hlavních zdrojů, tj. draslíku, thoria a uranu. Zatímco K a Th jsou v karbonátových horninách vázány hlavně na silikáty (zejména živce, slídy a jílové minerály), může být uran vázán například na organickou hmotu, oxo-hydroxidy Fe nebo fosfáty. Gamaspektrometricky stanovené obsahy všech tří uvedených prvků jsou často využívány ve fyzikální stratigrafii karbonátových souvrství i při paleoklimatických rekonstrukcích. V této souvislosti je nutno poznamenat, že uran je prvkem značně mobilním již během diagenetických pochodů a ve významném rozsahu dochází k jeho redistribuci i při metamorfních procesech. Mobilita uranu značně komplikuje interpretaci gamaspektrometrických dat (např. při paleoklimatických rekonstrukcích založených na poměru Th/U).

Předložená zpráva je souhrnem údajů o obsazích uranu v karbonátových horninách na východním okraji Českého masivu. V případě kalciturbiditů je věnována pozornost i obsahům draslíku a thoria.

## Vzorky a metody

Z výchozů na východním okraji Českého masivu byl proveden odběr 912 vzorků karbonátových hornin (vápenců a mramorů). V případě kalciturbiditů každý vzorek sestával z části reprezentující karbonátovou desku a z části reprezentující siliciklastickou desku (tyto části byly zpracovávány samostatně). V odebraných vzorcích byly na PřF UP v Olomouci za použití spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm<sup>3</sup> (průměr 76 mm, délka 76 mm) stanoveny obsahy draslíku (přímo na základě koncentrace <sup>40</sup>K), uranu a thoria (u obou prvků nepřímo na základě koncentrací dceřiných produktů, a proto jsou jejich obsahy při uvádění výsledků analýz označovány jako

eU a eTh). Správný postup gamaspektrometrických měření by vyžadoval umístění nadrcených horninových vzorků do plastových kelímků o průměru cca 95 mm a objemu 250 ml. Vzhledem k tomu, že karbonátové horniny mají zpravidla relativně nízké obsahy všech tří sledovaných prvků, byly nadrcené vzorky umístěny do plastových kelímků shodného průměru, avšak výrazně vyšších, umožňujících pojmout výrazně větší množství materiálu – převážně 700 až 900 g. Rozdílná geometrie vzorku (ve srovnání s použitými standardy v kelímcích o objemu 250 ml) je v těchto případech zdrojem zcela nepodstatné chyby (naměřené hodnoty jsou nepatrně nižší ve srovnání s realitou), umožňuje však snížit meze detekce pro jednotlivé prvky (v případě uranu až na 0,3 ppm) při zachování standardní doby měření 1 800 s.

## Výsledky a diskuze

Výsledky provedených gamaspektrometrických měření jsou sumarizovány v tabulce 1. Ze získaných dat plynou tyto závěry:

1. Karbonátové horniny východního okraje Českého masivu mají převážně „podklarkové“ obsahy uranu (viz tab. 1), hodnoty průměru a medianu u karbonátových hornin většiny sledovaných geologických jednotek a jejich částí dosahují max. 1,2 ppm eU. Zvýšené hodnoty byly zaznamenány pouze u vápenců líšeňského souvrství (křtinské vápence a hlavně vápence hádsko-říčské), a to jak v prostoru Moravského krasu, tak i v tzv. hranickém devonu. Výrazně „nadklarkovými“ obsahy uranu se v rámci studovaného souboru hornin odlišují vápence až vápnité břidlice rozstáňského souvrství paleozoika Dražanské vrchoviny (s obsahem 2,1–12,4 ppm eU, průměr 4,7 ppm eU).

2. Karbonátové horniny macošského a líšeňského souvrství v prostoru Moravského krasu lze na základě obsahů uranu rozdělit do tří skupin:

geologická jednotka – stratigrafický člen	n	min.	max.	med.	x
stroňská skupina	15	<0,3	1,3	0,3	0,4
desenská skupina	2	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
svinovsko-vranovské krystalinikum	4	0,5	1,6	0,7	0,9
nectavské krystalinikum	3	0,5	0,9	0,5	0,6
tišnovský devon – vilémovické vápence	8	0,6	1,2	1,0	1,0
skupina Branné	19	<0,3	1,4	0,9	0,9
plášť žulovského plutonu	5	<0,3	2,0	<0,3	0,8
Moravský kras – vavřínecké vápence	11	0,3	2,3	0,8	1,0
Moravský kras – josefovské vápence	23	0,4	2,5	0,9	1,1
Moravský kras – lažánecké vápence	30	0,4	2,5	1,0	1,2
Moravský kras – vilémovické vápence	152	<0,3	3,3	0,5	0,7
Moravský kras – křtinské vápence	29	<0,3	13,6	0,6	1,1
Moravský kras – hádsko-říčské vápence	248	0,3	13,0	1,6	2,0
kon.-mlad. pruh – vilémovické vápence	52	<0,3	3,1	0,6	0,9
kon.-mlad. pruh – jesenecké vápence	14	0,3	2,6	0,6	0,7
ponikevské souvrství	37	<0,3	4,8	0,8	0,9
vitošovské vápence	26	<0,3	2,5	0,8	0,8
vrbená skupina	23	<0,3	1,5	0,5	0,6
čelechovický devon – lažánecké vápence	20	0,4	1,4	0,8	0,8
čelechovický devon – vilémovické vápence	5	0,7	1,5	0,9	1,0
hněvotínský devon – lažánecké vápence	21	0,3	2,6	1,0	1,0
hněvotínský devon – vilémovické vápence	16	0,3	2,6	0,8	0,9
hněvotínský devon – hněvotínské vápence	4	<0,3	1,5	0,6	0,7
grygovský devon – lažánecké vápence	21	<0,3	1,3	0,5	0,6
grygovský devon – hádsko-říčské vápence	12	<0,3	1,2	0,6	0,6
prerovský devon – lažánecké vápence	7	0,4	1,0	0,9	0,7
prerovský devon – vilémovické vápence	27	<0,3	1,3	0,6	0,6
hranický devon – vilémovické vápence	9	<0,3	1,8	0,5	0,8
hranický devon – křtinské vápence	23	1,0	6,5	2,6	2,9
hranický devon – hněvotínské vápence	14	0,4	1,4	0,8	0,8
hranický devon – hádsko-říčské vápence	10	<0,3	5,3	1,8	2,2
rozstáňské souvrství	14	2,1	12,4	4,1	4,7
mohelnické souvrství	8	0,3	1,2	0,9	0,9

Tab. 1: Obsahy uranu ve vápencích a mramorech (v ppm; n = počet vzorků).

Tab. 1: Uranium contents in limestones and marbles (in ppm; n = number of samples).

a) První skupina odpovídá macošskému souvrství (v tab. 1 je respektováno tradiční členění na vavřínecké, josefovské, lažánecké a vilémovické vápence). Jde o platformní vápence s nízkými průměrnými obsahy uranu (0,7 až 1,2 ppm eU) a současně s relativně nízkou varia-

bilitou obsahů uranu v celém souboru 216 vzorků (<0,3 až 3,3 ppm eU).

b) Druhou skupinu představují křtinské vápence líšeňského souvrství (hlíznaté vápence svahové facie). Pro křtinské vápence je charakteristická velmi vysoká variabilita obsahů uranu (<0,3 až 13,6 ppm eU), výrazně však převažují obsahy nízké (median 0,6 ppm eU, průměr 1,1 ppm eU).

c) Třetí skupinou jsou hádsko-říčské vápence líšeňského souvrství. Jejich stratigraficky spodní část má charakter lavicových vápenců, svrchní kalciturbiditů. Tato litologická změna je dobře patrná zejména v jižní části Moravského krasu a lze ji spojovat s globální klimatickou změnou na rozhraní D/K (přechod od „green-house“ k „ice-house“). Obsahy draslíku, uranu a thoria v kalciturbiditech a jim vzhledově podobným horninám z šesti lokalit v celé studované oblasti jsou uvedeny v tabulce 2. Je zřejmé, že břidličné desky kalciturbiditů v jižní části Moravského krasu (Hády, Lesní lom, Mokrá) mají relativně vysoké obsahy K a eTh (mezi oběma prvky je výrazná pozitivní korelace) a že průměrné obsahy uranu v břidličných deskách (2,9 ppm eU) jsou přibližně dvojnásobné ve srovnání se sousedními karbonátovými deskami (1,5 ppm eU). Hádsko-říčské vápence v prostoru Moravského krasu mají zhruba dvojnásobné obsahy uranu ve srovnání s křtinskými vápenci a vápenci macošského souvrství. V jednom z profilů ve velkolomu Mokrá bylo již terénní gamaspektrometrií prokázáno výrazné zvýšení obsahu uranu při rozhraní vilémovických vápenců a spodních říčských vápenců (Štelcl – Zimák 2003) – laboratorní měření zde potvrdila 30–40 cm mocnou zónu se zvýšenými obsahy uranu na bázi říčských vápenců.

3. V tabulce 2 jsou kromě kalciturbiditů z jižní části Moravského krasu a Grygova uvedeny údaje o karboná-

lokalita / typ desky	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	
Hády	karbonátová deska	12	<0,1	0,5	0,2	0,2	0,5	3,2	0,9	1,1	<0,3	1,8	1,1	1,0
	břidličná deska	12	1,5	3,1	2,3	2,2	0,8	4,3	2,6	2,5	4,5	8,7	7,0	6,9
Lesní lom	karbonátová deska	3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	3,6	2,2	2,1	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
	břidličná deska	3	2,3	3,0	2,9	2,7	3,0	5,9	3,4	4,1	7,7	8,9	7,9	8,2
Mokrá	karbonátová deska	49	<0,1	2,1	<0,1	0,2	0,4	5,9	1,0	1,5	0,2	8,0	0,9	1,1
	břidličná deska	49	0,4	3,8	2,3	2,3	0,9	8,4	2,5	2,9	1,6	47,0	8,2	9,1
Grygov	karbonátová deska	2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	0,9	0,6	0,6	<0,3	0,5	0,3	0,3
	břidličná deska	2	1	1,2	1,1	1,1	0,6	1,2	0,9	0,9	4,7	6,2	5,5	5,5
Hněvotín	karbonátová deska	2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,3	0,5	0,3	0,3	<0,3	0,5	0,3	0,3
	břidličná deska	2	0,4	0,5	0,4	0,4	0,7	1,5	1,1	1,1	2,3	2,4	2,4	2,4
Černotín	karbonátová deska	3	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,9	1,3	1,0	1,1	0,9	1,2	1,2	1,1
	břidličná deska	3	0,3	0,5	0,4	0,4	0,7	1,0	0,9	0,9	1,2	2,1	1,6	1,6

Tab. 2: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, eU, eTh) v kalciturbiditech a podobných horninách tvořených střídajícími se karbonátovými vrstvy a břidličnými laminami.

Tab. 2: Natural radioactive element (K, eU, eTh) contents in calciturbidites and similar rocks consisting of alternating carbonate beds and shaly laminae.



ových horninách z Hněvotína a Černotína, které jsou kalciturbiditům makroskopicky velmi podobné. Pravděpodobně však nejde o kalciturbidity, ale o tektonicky postižené karbonátové horniny, jejichž břidličné desky jsou výsledkem deformací a také rozpouštění karbonátové složky (viz Dvořák 2004). V břidličných deskách z karbonátových hornin z Hněvotína a Černotína výrazně převažuje karbonátová složka nad silikátovou (včetně křemene). To naznačují nejen nízké obsahy draslíku, ale bylo to prokázáno rozpouštěním jednoho vzorku z Černotína v kyselině octové (pouze 18 hm. % nekarbonátové složky!).

4. V prostoru Hranického krasu se v karbonátových horninách líšeňského souvrství jako pozitivní uranová anomálie projevuje stratigraficky významný vápencový horizont s fosfority (analogická, avšak méně výrazná pozitivní uranová anomálie je i v centrální části velkolomu Mokrá). To na základě terénních gamaspektrometrických měření prokázali již Zimák – Štelcl (2007). Při terénních měřeních bylo citovanými autory ve výchozu u Teplic nad Bečvou v horizontu s fosfority (často jde o vápence charakteru intraformační brekcie) stanoveno 2,6 až 6,3 ppm eU (průměr 4,0 ppm), v okolních vápencích bez fosforitů

nebo s jen jejich malým zastoupením 1,6 až 4,6 ppm eU (průměr 2,6 ppm). Ve vzorcích z výchozů u Teplic nad Bečvou bylo laboratorní gamaspektrometrií ve vápencích s fosfority zjištěno 2,0–6,5 ppm eU, v okolních vápencích bez fosforitů 1,0–1,4 ppm eU; v případě lomu v Černotíně mají vápence s fosfority 2,4–6,5 ppm eU.

5. Závěrečná poznámka se týká hněvotínských vápenců, které jsou litostratigrafickým členem líšeňského souvrství (Zukalová – Chlupáč 1982). Obsahy uranu byly sledovány v hněvotínských vápencích ze stratotypové lokality u Hněvotína a také z prostoru Hranické propasti, která je neostratotypovou lokalitou vymezenou a detailně charakterizovanou Bábkem a Novotným (1999). Hněvotínské vápence z obou lokalit mají jen nízké obsahy uranu (průměrné hodnoty jsou 0,7 a 0,8 ppm eU). Tím se podobají vápencům macošského souvrství a ne vápencům souvrství líšeňského (viz údaje pro hněvotínský devon a zejména hranický devon v tabulce 1). Je však samozřejmě možné, že obsah uranu v hněvotínských vápencích mohl být snížen v průběhu deformačních procesů vedoucích ke vzniku pro ně charakteristické laminace.

#### Literatura

- Bábek, O. – Novotný, R. (1999): The Hněvotín limestone neostratotype locality revisited: a conodont biostratigraphy and carbonate microfacies approach, Moravia, Czech Republic. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Geologica* 36, 63–68.
- Dvořák, V. (2004): Orientační strukturální analýza vápenců Hranického krasu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003*, 42–45.
- Štelcl, J. – Zimák, J. (2003): Radioactivity of Devonian limestones of the Moravian Karst (eastern part of the Bohemian Massif, Czech Republic). – *Krystalinikum*, 29, 147–154.
- Zimák, J. – Štelcl, J. (2007): Přirozená radioaktivita paleozoických karbonátových hornin východního okraje Českého masivu. – *Současnost a perspektiva těžby a úpravy nerudných surovin IV*, 131–136. VŠB–TU Ostrava.
- Zukalová, V. – Chlupáč, I. (1982): Stratigrafická klasifikace nemetamorfovaného devonu moravskoslezské oblasti. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 27, 3, 225–241.

# DOKLAD AKTIVITY NÍZKOTEPLNÍCH Ca-Na-Cl SOLANEK VE FELDSPATITIZOVANÝCH GRANITECH ŽIVCOVÉHO LOŽISKA KRÁSNO (MASIV KRUDUM)

Evidence for activity of low-temperature Ca-Na-Cl brines in feldspathitized granites of the feldspar deposit near Krásno (Krudum granite body)

Zdeněk Dolníček<sup>1</sup>, Miloš René<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Katedra geologie, Univerzita Palackého, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz

<sup>2</sup> Ústav struktury a mechaniky hornin Akademie věd ČR, v. v. i., V Holešovičkách 94/41, 182 09 Praha

(11-23 Sokolov)

**Key words:** Karlovy Vary pluton, Krudum granite, post-magmatic alteration, fluorite, Na-Ca-Cl brines, fault

## Abstract

The quartz-fluorite NNW–SSE trending vein mineralization hosted by alkali-feldspar syenites and leucocratic topaz-albite granites of the Vysoký Kámen stock (Krudum granite body) formed from low-salinity (0–5 wt. % NaCl eq.) and low-temperature ( $T_h = 90–132$  °C) aqueous fluids. Both quartz and fluorite host secondary fluid inclusions which contain high-salinity (16–26 wt. % NaCl eq.) low-temperature ( $T_h = 89–138$  °C) Ca-Na-Cl brines. Two compositional subtypes of brines can be identified (Na-rich hosted by FI in fluorite and Ca-rich hosted by FI in quartz). The microthermometric parameters of brine-bearing fluid inclusions are fully comparable to the high-salinity fluids that participated during formation of many types of vein mineralizations during the post-Variscan period in the Bohemian Massif. The brines probably migrated along the adjacent NNW–SSE trending Vysoký Kámen fault.

## Úvod

V minulých třech letech byly studovány fluidní systémy v silně alterovaných (greisenizovaných) granitech v okolí Horního Slavkova. Hlavní pozornost byla soustředěna na nejlépe odkrytou a již dříve podrobně mineralogicky, petrologicky a geochemicky studovanou lokalitu – Hubský peň, který je spolu s pněm Schnöd součástí Sn-W rudního ložiska Krásno-Horní Slavkov. Mikrotermometrické studium vzorků greisenů, rudních hnízd a hydrotermálních žil ukazuje na působení tří hlavních systémů fluid (Dolníček a René 2011, Dolníček et al. 2012):

1) Vysokosalinní (30–33 hm. % NaCl ekv.) a vysokoteplotní ( $T_h = 468–512$  °C) chloridové vodné roztoky. Tato fluida byla zjištěna jen vzácně a jsou interpretována jako produkt sekundárního varu fluidní fáze uvolněné při krystalizaci granitového magmatu.

2) Nízkosalinní (0–7 hm. % NaCl ekv.) a vysokoteplotní (cca 350–400 °C) vodné roztoky s malým obsahem (< 10%) rozpuštěných plynů. Tato fluida se v inkluzích vyskytují velmi hojně. Způsobovala rozsáhlou greisenizaci granitů a vznik Sn-W mineralizace.

3) Nízkosalinní (0–9 hm. % NaCl ekv.) vodné roztoky s klesající teplotou (< 350 až < 50 °C), převážně bez mikrotermometricky detekovatelného obsahu plynných složek. Výskyt fluid tohoto typu je v greisenech vázán na sekundární fluidní inkluze. Tato fluida charakterizují post-greisenizační etapu, kdy během postupného chladnutí granitového tělesa docházelo ke vzniku pozdních žil se sulfidy, fluoritem a hematitem, a k argilitizaci topazu.

Odlišný typ fluid se podařilo identifikovat při studiu fluidních inkluzí ve vzorku křemen-fluoritové žiloviny ze západněji ležícího živcového ložiska Vysoký Kámen (obr. 1). Bližší charakterizace tohoto v daném prostředí

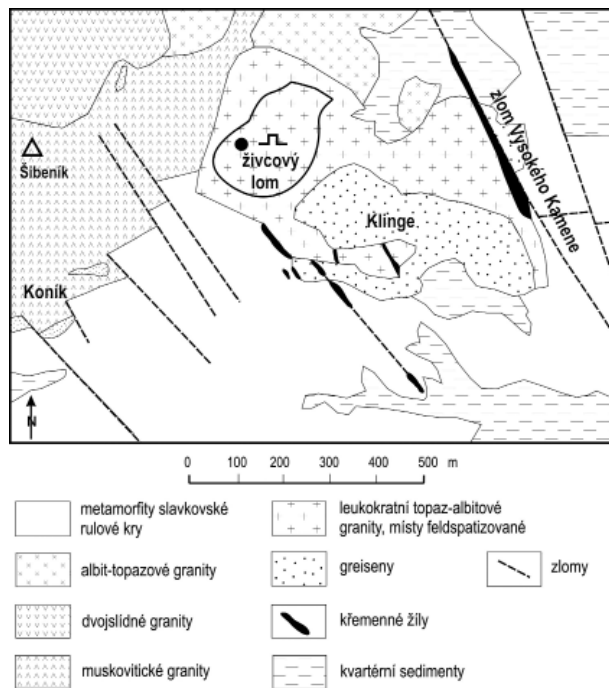
dosud nepodchyceného systému je předmětem předloženého příspěvku.

## Geologická pozice a studovaná mineralizace

Granitový peň Vysoký Kámen představuje denudační zbytek topaz-albitových granitů masivu Krudum. Na rozdíl od pňů Hub a Schnöd, obsahujících greiseny a zčásti greisenizované topaz-albitové granity s Sn-W mineralizací, v pni Vysokého Kamene jsou zachované pouze podložní leukokratické topaz-albitové granity. Granitový peň je na V omezen cca 30 m mocnou poruchou Vysokého Kamene SSZ–JJV směru, podél níž pokleslo krystalinikum slavkovské kry a východní okraj pně, v němž zůstal zachován malý greisenový peň (ložisko Sn-W rud Vysoký Kámen) (obr. 1). Leukokratické topaz-albitové granity obsahují subhorizontální polohy bezkřemenných alkalicko-živcových syenitů, označovaných ve většině publikací jako feldspatity (Fiala a Pácal 1968, Pácal a Pavlů 1972, Breiter et al. 1999, Jarchovský 2006). Polohy syenitů jsou obvykle několik metrů až několik desítek metrů mocné a s leukokratickými topaz-albitovými granity jsou spojené pozvolnými přechody. Leukokratické topaz-albitové granity obsahují vzácně nepravidelné čočky nebo žíly pegmatitů. Pro některé pegmatitové žíly je charakteristická přítomnost vyrostlic K-živce, které jsou orientované kolmo k okraji žíly. Tento jev je typický pro okrajové pegmatity (stockscheider), které jsou v granitových pních Hub a Schnöd vyvinuty na rozhraní granitů a okolních metasedimentů.

Jak leukokratické granity, tak alkalicko-živcové syenity jsou postižené následnou albitizací a draselnou feldspatizací, místy i greisenizací.

Ve vlastním pni je vyvinuta řada různě výrazných puklin SSZ–JJV až SZ–JV směru paralelních s okrajovým zlomem Vysokého Kamene. Pukliny jsou často vyplněné křemennými nebo hematit-křemennými čočkami a žila-



Obr. 1: Geologická mapa granitového pně Vysoký Kámen (upraveno podle Fialy a Pácala 1968). Černý bod indikuje místo odběru vzorku.

Fig. 1: Geological map of the Vysoký Kámen granite stock (modified from Fiala and Pácal 1968). The black point indicates the location of the studied sample.

mi, jejichž mocnost se pohybuje od několika centimetrů do 10–20 cm. V některých případech jsou tyto pukliny vyplněné drobnými žilkami nebo velmi nepravidelnými ččkami obsahujícími fluorit spolu s křemenem, obvykle 0,5–2 cm mocnými. Fluorit je většinou starší než křemen; byly však pozorovány i drobné krystalky křemene zarostlé v určitých růstových zónách fluoritových krystalů. Fluoritová zrna jsou často zonální již v polarizačním mikroskopu (střídání fialových a bezbarvých zón). Detailní zonálnost je pak viditelná v mikroskopu vybaveném optickou katodovou luminiscencí (viz obrázky na obálce časopisu). Starší fluorit má převážně tmavě modrou luminiscenci s ojedinělými světlejšími (světle modrými či žlutozelenými) zónami. V mladším fluoritu převažují zóny se světle modrou a žlutozelenou luminiscencí, v malé míře se vyskytují i tmavě modré či oranžové odstíny. Lokálně je vyvinuta i sektorová stavba krystalů.

**Metodika**

Fluidní inkluze byly studovány petrograficky a mikrotermometricky. Ze vzorku byla zhotovena standardní oboustranně leštěná destička, lepená za studena vteřinovým lepidlem. V inkluzích byla konstatována přítomnost vodného roztoku (L) a plynné fáze (V). Termometrické parametry byly získány na aparatuře Linkam THMSG 600 instalované na polarizačním mikroskopu Olympus BX-51 (Katedra geologie PŘF UP v Olomouci). V inkluzích byly měřeny následující parametry: homogenizační teplota (Th), teplota zamrznutí (Tf), teplota iniciálního tání (Ti), a teploty tání ledu (Tm ledu) a hydrohalitu (Tm hydrohalitu). Salinita fluid byla počítána z teplot tání ledu podle

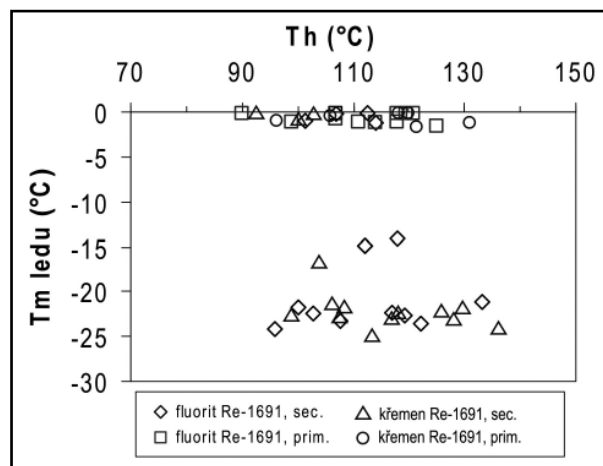
Bodnara (1993), případně vyjádřena graficky s použitím fázového diagramu pro systém NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (Oakes et al. 1990, Shepherd et al. 1985).

**Fluidní inkluze**

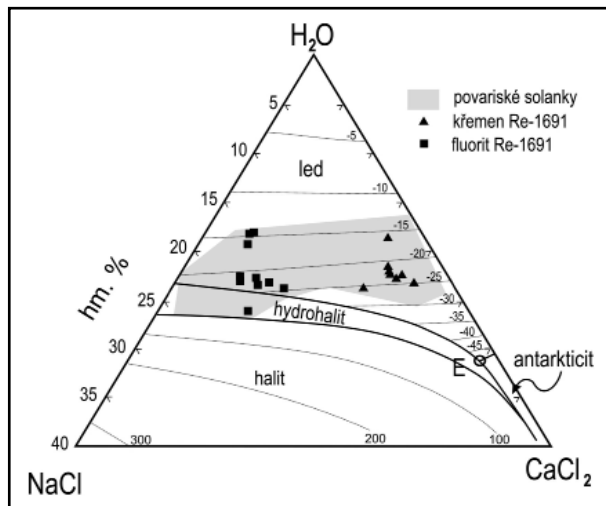
Fluidní inkluze byly studovány ve vzorku křemenné žiloviny s fluoritem. Měřitelné inkluze obsahovaly oba minerály. Primární inkluze jsou izometrické, rozložené podél růstových zón nebo jsou solitérní. V obou minerálních fázích převažují inkluze typu L+V se stálým stupněm zaplnění (plynná bublina zaujímá cca 5 obj. %), ojediněle jsou inkluze typu L, vyplněné pouze kapalinou (patrně metastabilita fázového složení inkluzí). Velikost primárních inkluzí dosahuje až 32 μm. Jak v křemeni, tak ve fluoritu jsou dále hojně přítomny primárně-sekundární či sekundární (PS-S) inkluze. Jsou plochého tvaru, rozložené podél vyhojených mikrotrhlin, o velikosti až 38 μm. Z pohledu fázového složení náleží výhradně typu L+V (plynná bublina zaujímá stálých cca 5 obj. %).

Mikrotermometrická měření inkluzí jsou graficky prezentována na obr. 2. Primární inkluze v křemeni i fluoritu homogenizují za teplot mezi 90 a 132 °C. Ojediněle byly získány i výrazně vyšší hodnoty Th (nad 200 °C; u inkluzí v křemeni), které lze však patrně vysvětlit heterogenně zachycenou plynnou fází, nebo redistribucí fází při procesu zrání inkluzí (necking-down). Uzavřené roztoky jsou v obou případech nízkosalinní, vypočítaná salinita se pohybuje mezi 0,0 a 4,8 hm. % NaCl ekv. (podle hodnot Tm ledu mezi 0,0 a -2,9 °C). Teploty iniciálního tání kolem -37 °C nasvědčují přítomnosti chloridů sodíku a hořčíku a/nebo železa.

Primárně-sekundární či sekundární inkluze v obou minerálech náleží dvěma kompozičním typům fluid. Inkluze prvního typu obsahují fluidní fázi se stejnými mikrotermometrickými charakteristikami jako mají primární inkluze: Th = 92–106 °C, Tf = -38 až -41 °C, Tm ledu = -0,2 až -1,1 °C, salinita 0,4–1,9 hm. % NaCl ekv. PS-S inkluze druhého typu homogenizují za teplot 89–138 °C. Inkluze obsahují vodný roztok, který zamrzá za teplot -51 až -94 °C, přičemž obsah inkluzí zhnědne a často i získá granulární strukturu. To spolu s naměřenými teplotami iniciálního



Obr. 2: Diagram Th-Tm pro křemen-fluoritové žíly z Krásna. Fig. 2: Th-Tm plot for quartz-fluorite vein from Krásno.



Obr. 3: Průmět naměřených kryometrických dat vysokosalinních sekundárních inkluzí z křemene a fluoritu ve fázovém diagramu systému  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  (Oakes et al. 1990). Data z povariských solanek převzata z Dolníčka et al. (2009).

Fig. 3: Cryometric data of high-salinity secondary fluid inclusions in quartz and fluorite in a phase diagram of the system  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  (Oakes et al. 1990). Field of post-Variscan brines is after Dolníček et al. (2009).

tání (-52 až -68 °C) nasvědčuje přítomnosti systému  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Ve většině inkluzí taje jako předposlední pevná fáze hydrohalit (v křemenu za teplot -31,8 až -37,0 °C, ve fluoritu za teplot -23,3 až -26,0 °C) a jako poslední fáze led (v křemenu za teplot -16,4 až -25,9 °C, ve fluoritu za teplot -12,3 až -24,2 °C). Jediná inkluze ve fluoritu vykázala opačnou posloupnost tání obou fází ( $T_m$  ledu = -24,8 °C,  $T_m$  hydrohalitu = -6,7 °C). Salinita, indikovaná z teplot tání poslední pevné fáze, se pohybuje v intervalu 19,8–26,1 hm. % NaCl ekv. (křemen), resp. 16,2–25,5 hm. % NaCl ekv. (fluorit). Subhorizontální distribuce naměřených dat v  $T_h\text{-}T_m$  diagramu (obr. 2) nasvědčuje volnému chladnutí roztoků během zachytávání inkluzí. Průmět naměřených teplot tání poslední a předposlední fáze do fázového diagramu systému  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$  (obr. 3) nasvědčuje přítomnosti dvou typů solanek s obdobnou salinitou a kontrastním poměrem  $\text{NaCl/CaCl}_2$ : v inkluzích ve fluoritu jsou přítomny roztoky bohatší na NaCl, kdežto v křemenu bohatší na  $\text{CaCl}_2$ .

## Diskuze a závěr

Nízkosalinní primární a PS-S fluidní inkluze se svou mikrotermometrickou charakteristikou zcela shodují s inkluzemi zastiženými v post-greisenizačních žilných mineralizacích Hubského pně, a to včetně žil křemen-fluoritových (Dolníček et al. 2012).

Post-greisenizační vysokosalinní nízkoteplotní fluidní inkluze systému  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$  se v prostoru Hubského pně zatím nepodařilo doložit (srov. Dolníček et al. 2012). Výskyt v lomu Krásno nasvědčuje migraci solanek v závěrečných fázích vývoje hydrotermálního systému (velmi nízké  $T_h$ ), a to pravděpodobně až po ukončení krystalizace křemen-fluoritových žil (výskyt pouze v inkluzích rozložených podél vyhojených mikrotrhlin). Získaná data nasvědčují účasti dvou typů  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$  fluid s kontrastním složením (s různým poměrem  $\text{Na/Ca}$ ). Působení obou typů bylo vzájemně časově oddělené, neboť není dokumentováno míchání obou solanek, které by se projevilo i přítomností inkluzí se „střední“ hodnotou poměru  $\text{Na/Ca}$  (srov. obr. 3).

Výskyt fluid se zcela analogickým chemickým složením je dokumentován z řady povariských žilných mineralizací z různých částí Českého masivu, a to včetně jeho severního okraje. Typickými příklady jsou např. žilná ložiska uranu s mladší „pětiprvkovou“ asociací v Jáchymově (Ondruš et al. 2003) a Zálesí (Dolníček et al. 2009), žilné polymetalické sulfidické mineralizace (Fojt et al. 2007), či nezrudnělé křemenné žíly (Novotný a Dobeš 1999). Shodným znakem je i výskyt dvou kompozičních typů s různým poměrem  $\text{Na/Ca}$ , které se na některých lokalitách mohly i mísit (např. na Zálesí; Dolníček et al. 2009). Složení solanek z Krásna se kryje s rozsahem složení povariských solanek (obr. 3). Na základě získaných údajů tedy nelze vyloučit, že i v Krásně mohlo jít o obdobné povariské solanky, migrující po znovu oživených zlomových strukturách, již dříve vyplněných křemen-fluoritovou mineralizací. Potenciální přívodní strukturou solanek mohl být blízký zlom Vysokého Kamene SSZ-JJV směru nebo s ním paralelní struktury (obr. 1).

## Poděkování

Laboratorní část práce byla podpořena granty GAČR 205/09/0540 a IGA UP PrF/2011/010.

## Literatura

- 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.
- Breiter, K. – Förster, H. J. – Seltmann, R. (1999): Variscan silicic magmatism and related tin-tungsten mineralization in the Erzgebirge-Slavkovský les metallogenic province. – *Mineralium Deposita*, 34, 505–521.
- Dolníček, Z. – Fojt, B. – Prochaska, W. – Kučera, J. – Sulovský, P. (2009): Origin of the Zálesí U–Ni–Co–As–Ag/Bi deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. – *Mineralium Deposita*, 44, 1, 81–97.
- Dolníček, Z. – René, M. (2011): Podmínky greisenizace na Sn-W ložisku Krásno-Horní Slavkov: příspěvek ze studia fluidních inkluzí. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2010*, 44, 146–148.
- Dolníček, Z. – René, M. – Prochaska, W. – Kovář, M. (2012): Fluid evolution of the Hub Stock, Horní Slavkov-Krásno Sn-W ore district, Bohemian Massif, Czech Republic. – *Mineralium Deposita*, DOI: 10.1007/s00126-012-0400-0.
- Fiala, F. – Pácal, Z. (1968): Aplogranit albitowy z Krasna na tle aurowcow a skaleniowych Czechosloslowacji. – *Biuletyn Instytut Geologiczny*, 233, 119–154.
- 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 (Nízký Jeseník). – *Acta Musei Moraviae, Scientia geologicae*, 92, 3–57.
- Jarchovský, T. (2006): The nature and genesis of greisen stocks at Krásno, Slavkovský les area – western Bohemian, Czech Republic. – *Journal of the Czech Geological Society*, 51, 201–216.
- Novotný, P. – Dobeš, P. (1999): Žulová - Korálové jámy. Část II. Výzkum fluidních inkluzí. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1998*, 6, 116–119.
- Oakes, C. S. – Bodnar, R. J. – Simonson, J. M. (1990): The system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. I.: The ice liquidus at 1 atm total pressure. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 603–610.
- Ondruš, P. – Veselovský, F. – Gabašová, A. – Drábek, M. – Dobeš, P. – Malý, K. – Hloušek, J. – Sejkora, J. (2003): Ore-forming processes and mineral parageneses of the Jáchymov ore district. – *Journal of Czech Geological Society*, 48, 3–4, 157–192.
- Pácal, Z. – Pavlů, D. (1972): Nové poznatky o ložisku sodno-draselných živců Vysoký kámen u Krásna. – *Geologický průzkum*, 14, 357–360.
- René, M. – Škoda, R. (2011): Nb-Ta-Ti oxides fractionation in rare-metal granites: Krásno-Horní Slavkov ore district, Czech Republic. – *Mineralogy and Petrology*, 103, 37–48.
- Shepherd, T. J. – Rankin, A. H. – Alderton, D. H. M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. – Blackie, Glasgow and London.

# GRANÁTICKÉ PÁSKOVANÉ ANOROGENNÍ GRANITY A PEGMATITY SUITY HLÍNA V BRUNOVISTULIKU – TEXTURY A PLOŠNÉ ROZŠÍŘENÍ

Garnet-bearing layered anorogenous granites and pegmatites of the Hlína Suite inside the Brunovistulicum – structures and field occurrences

Sven Hönig, Jaromír Leichmann, Tomáš Novosád

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: honig@mail.muni.cz

(24-34 Ivančice, 34-11 Znojmo, 34-12 Pohořelice, 34-13 Dyjčkovice, 33-22 Vranov nad Dyjí, 33-24 Hnanice)

**Key words:** Brunovistulicum, Brno Batholith, Thaya Batholith, layering, layered granite

## Abstract

The SW part of the Brno Batholith as well as NE part of the Thaya batholith have undergone recent mapping focused on layered granite dykes belong to the Hlína A-type granite suite. Dykes cropping out throughout the both other granitic suites in the region (Réna I-type and Tetčice S-type) widespread more than 60 km in N-S direction. Structures of the Hlína granites are easily distinguishable by their layering parallel to the contact, alternating of major aplite-like zones and minor pegmatite-like zones with oriented UST comb-like Qtz, Pl and Kfs. The lamination of the rock is pronounced by parallel stripe-like arrangement of the garnet. The purpose of text below is highlighted the volumetrically scarce but genetically very important part of the Brunovistulian unit.

## Úvod

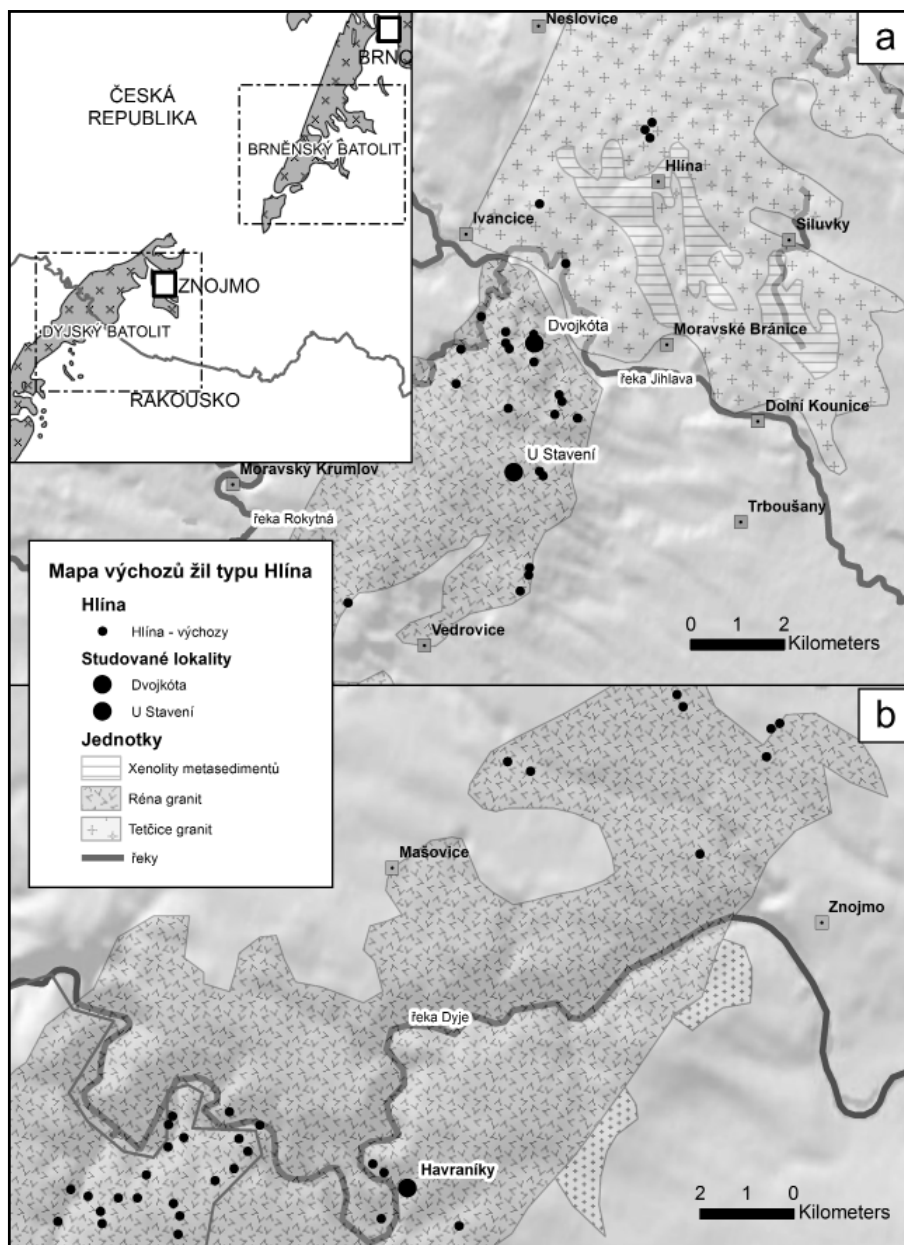
Během let 2007–2012 bylo navštíveno, zmapováno a znovu objeveno relativně velké množství výchozů páskovaných žilných granitů (s afinitou k A-typovým granitům) v oblasti ležící přibližně mezi Ivančicemi a řekou Dyjí. Tyto práce proběhly v rámci zpracovávání diplomových a bakalářských prací ÚGV PřF MU (Hönig 2008, Novosád 2011). Výchozy byly zaměřeny pomocí GPS (typ Garmin 60CSx). Pro jejich následné zpracování byl použit program ArcGIS 9.3 s prerekvizitami: CGS – J STK\_Křovák, datum WGS 1984.

Brněnský a dyjský batolit reprezentují dvě nejlépe odkryté oblasti brunovistulika. Leichmann a Höck (2008) považují, podobně jako Finger et al (1995), severní část dyjského batolitu za přímé pokračování západní granitoidní zóny brněnského batolitu. I-typové granity a granodiority suity Réna definované v brněnském batolitu paralelizují na základě petrologických a geochemických znaků s granity typu Pulkau/Zellendorf dyjského batolitu. Horniny suity Tetčice – diority, S-typové granity uzavírající enklávy rul z brněnského batolitu, mohou být opět na základě dat litologických a geochemických srovnávány s granity vycházejícími sv. od Znojma v batolitu dyjském. Dalším společným znakem tohoto litologického typu je pozitivní tíhová anomálie indikující pravděpodobně větší rozšíření dioritů a příbuzných hornin v hloubce. Detailní srovnání obou batolitů je možno nalézt v Leichmann a Höck (2008).

Horniny typu Hlína byly vymapovány především uvnitř I-typových amfibol-biotitických až biotitických granitů typu Réna a jejich ekvivalentu v dyjském batolitu – Pulkau/Zellendorf, avšak drobné výskyty se nepravidelně objevují i uvnitř S-typových biotitických granitů typu Tetčice v brněnském batolitu (obr. 1).

## Brněnský batolit

Žilné granity typu Hlína vystupují v podobě drobných 0,5–50,0 m mocných a až 100 m dlouhých žil, žilných rojů nebo ojedinelých čoček. V západní části brněnského batolitu je většina žil orietována sz.–jv. směrem. Kontakt s okolními granitoidy je většinou ostrý, zřídka doprovázený 2–5 m mocnými endokontaktními načervenalými reakčními lemy. Hornina je nápadně páskovaná, jednotlivé pásy jsou orientovány paralelně s kontaktem. Většinou je zastoupen 1–200 cm pásek/zóna narůžovělého aplitu obsahující paralelní pásy euhedráního granátu, rozpoznaného např. Staňkem (1981). V menší míře je pásek aplitu rozdělen paralelními hrubozrnnějšími pásy (Qtz, Kfs, Pl) s krystaly orientovanými kolmo na plochu pásku (obr. 2). Tyto hřebenovité krystaly tak splňují všechny předpoklady UST (Unidirectional Solidification Textures) struktur. Zřídka bývají některé žíly brekciovány fluoritovými žilami. Žilné granity jsou tvořeny xenomorfním křemenem (26–35 mod. %), hypautomorfním zonálním plagioklasem (25–30 mod. %) a hypautomorfním až automorfním draselným živcem (35–41 mod. %). Jako vedlejší a akcesorické minerály jsou zastoupeny granát (1 mod. %), biotit (0,5–5,0 mod. %), magnetit, epidot, vzácně plum-pyrochlor, cheralit, titanit a zirkon. Granáty a K-živce vykazují oscilační a sektorovou zonálnost. Nejzajímavější je vysoký obsah Y, HREE (2,80 hm. %  $Y_2O_3$ ) v těchto granátech (Hönig et al. 2010). Vysoce frakcionované (nízké K/Rb 170–180, vysoké K/Ba 1034–2303, hluboká Eu anomálie) horniny suity typu Hlína mají subaluminický až slabě aluminický charakter (ASI 1,01), vnitrodeskovou (WPG) a postkolizní až anorogenní afinitu (Hönig et al. 2010, Leichmann a Novák 1999).



Obr. 1: Mapa plošného rozšíření žilných granitů suity typu Hlína v z. části brněnského batolitu (a) a s. části dyjského batolitu (b). Páskované granity se nejčastěji nachází uvnitř suity typu Réna, avšak drobné výskyty jsou známy i z granitů tetčické suity. Nejlepší studované výchozy jsou zvýrazněny a pojmenovány (viz Dvojkóta, U Stavení, Havraniky).  
 Fig. 1: Map shows occurrences of the layered granites of the Hlína layered suite inside the Brno batholith (a) and the Thaya batholith (b). Layered granites are widespread mostly inside the Réna suite granites, less commonly are observed inside the Tetčice suite.

**Dyjský batolit**

Podobnost mezi s. částí dyjského batolitu a j. částí batolitu brněnského konstatoval již Suess (1912). Obě tyto části byly také podrobně petrologicky srovnány i Fingerem et al. (1995, 2000). Leichmann a Höck (2008) přinesli přímé srovnání jednotlivých typů granitů obou batolitů. Biotitické až amfibol-biotitické granity suity Réna odpovídají typu Pulkau/Zellendorf batolitu dyjského. Silně deformované granity tohoto typu vystupují rovněž i z. od Znojma a v nich byly nalezeny, podobně jako v suitě Réna brněnského batolitu, studované žíly páskovaných granátických granitů. Severovýchodní část dyjského batolitu, přibližně v. a sv. od Znojma, je tvořena jemnozrnnými biotitickými

granodiority s četnými enklávami rul a dioritů, které Leichmann a Höck (2008) srovnávají s granodiority suity Tetčice.

Horniny suity typu Hlína na území dyjského batolitu jsou velmi podobné žilným granitům pozorovaným v granitech jz. části brněnského batolitu. Vyskytují se převážně v podobě drobných, max. 5 m mocných, žil nebo žilných rojů. Stejně jako v případě brněnského batolitu, i zde se páskované granity objevují převážně v horninách typu Réna. Ve starších textech (Staněk 1987, Batík et al. 1990) jsou situovány převážně do oblasti sz. okraje granitů dyjského batolitu v okolí Tvořihráze, kde vystupují v zářezech cest. Nově byly páskované granity rozpoznány i v oblasti českého a rakouského pohraničí ve svazích údolí řeky Dyje z. od obce Havraníky. Údolí Dyje poskytuje svými příkrými, většinou nezakrytými svahy výborné podmínky pro mapování. Značné množství výchozů je také situováno na rakouské straně řeky, kde se páskované granity projevují spíše jako žilné roje a tělesa čockovitého tvaru, dříve mapované rakouskou geologickou službou jako pegmatity s akcesorickým granátem (Roetzel et al. 2004). Podle geologické mapy národního parku Thayatal a Podyjí (1 : 25 000) tyto páskované granity nezasahují na rakouské území dále než cca 4 km j. od řeky Dyje. Tato

informace ale nebyla v terénu nově prověřena. Protáhlý tvar žil není tak nápadný jako u žil brněnského batolitu. Kontakt s okolním granitem je většinou ostrý, nezřídka lemovaný krystaly křemene a živců rostoucími kolmo k ploše kontaktu žíly (připomínající orientované struktury stockscheideru). Žíly v některých případech sledují foliaci okolních granitů, většinou ji ale nerespektují a běžně jsou k ní kolmé (Batík 1983). Žilné granity typu Hlína jsou výrazně páskované, převažující zónou je většinou jemnozrnný aplit s laminovanou vnitřní strukturou. Pásky nebo zóny aplitu (většinou do 50 cm) se opakovaně střídají s méně mocnými (1–10 cm) pásky hřebenovitých UST

krystalů Kfs, Qtz a podružně Pl. Ojedinele se objevují také paralelní pásky tmavé slídy, pravděpodobně biotitu. Granát je přítomen opět v podobě tenkých paralelních pásků, kde se jednotlivá euhedrání zrna navzájem dotýkají.

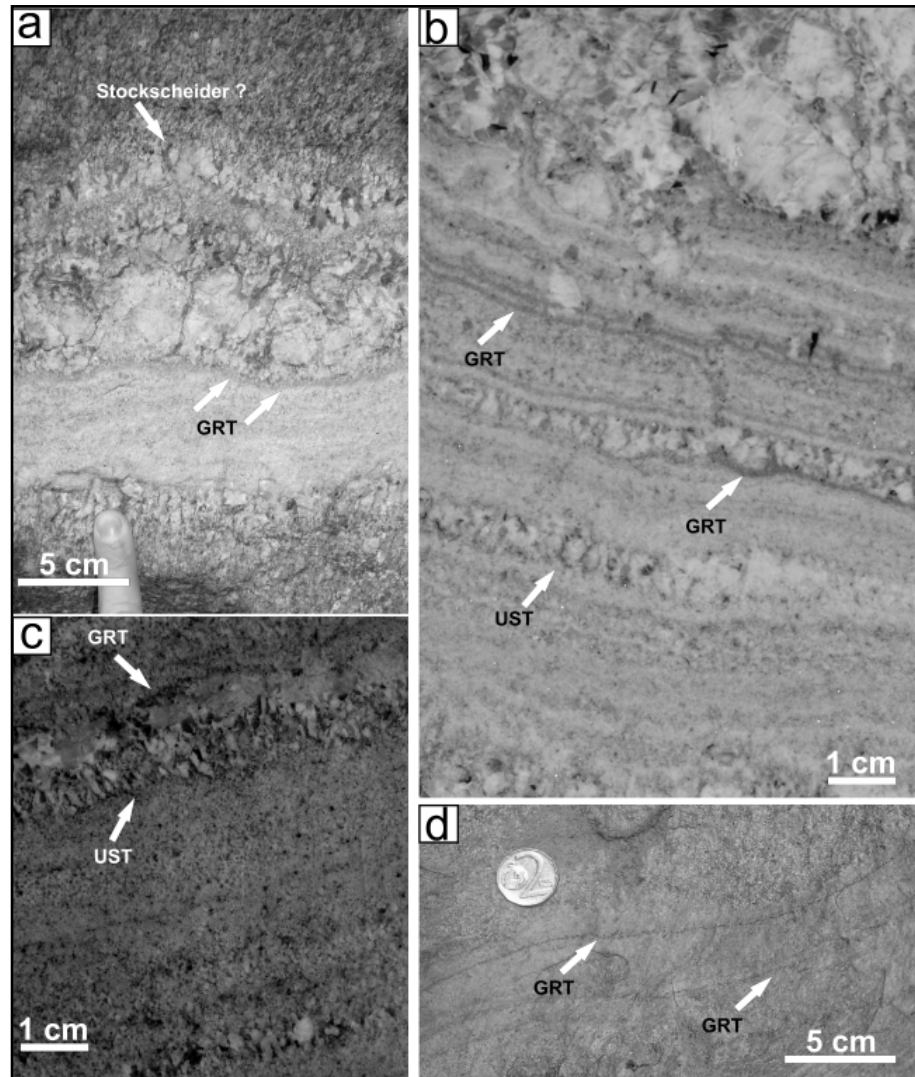
**Studované lokality**

Nejlépe odkryté lokality suity typu Hlína uvnitř brněnského batolitu nabízí lokalita pracovně nazývaná „Dvojkóta“ ležící v okolí kóty 334,6 m n. m. (WGS 1984 – 49° 4'54.02" N, 16°23'37.34" E), situované západně od obce Moravské Bránice a severně od kóty „U Stavení“ (415,4 m n. m.). Žíla zde tvoří výraznou elevaci protaženou cca 100 m ve směru SZ–JV. Horniny zde jsou výrazně páskované s majoritní aplitovou složkou. Pásky granátu přesahují několikametrovou délku. Druhou dobře odkrytou lokalitou jsou výchozy páskovaných granitů severně od hájenky U Stavení. Ta byla již dříve několikrát studována (Staněk 1981, Leichmann et al. 1999). Třetí zde prezentovanou lokalitou nabízející nejlepší výchoz těchto páskovaných granitů vůbec je lokalita označená Havraníky (WGS 1984 – 48°49'10.77" N, 15°58'49.72" E) nacházející se na levém břehu řeky Dyje v deformovaných granitech dyjského batolitu. Žilné granity zde tvoří žilné roje i samostatné žíly a žilky o maximální mocnosti 5 m. Kolmo protínají foliaci okolních granitů. Nápadné je velmi transparentní a krásně vyvinuté vnitřní páskování. Výskyty jmenovaných lokalit jsou zobrazeny na obr. 1, fotografie páskovaných struktur na obr. 2.

**Akcesorický granát**

Y, HREE bohatý granát (Sps<sub>43-38</sub>, Alm<sub>35-24</sub>, And<sub>15-7</sub>, Grs<sub>21-15</sub>, Prp<sub>2-1</sub>) je v žilných granitech typu Hlína přítomen značně nehomogenně. Vyskytuje se převážně v podobě euhedráních drobných (≤ 1 mm) zrn navzájem se dotýkajících, seřazených do drobných pásků nebo řetízků. Tyto paralelní řetízky se

vyskytují výhradně v jemnozrnném aplitu nebo na kontaktu aplitu s hrubozrnnější UST stavbou. Dřívější práce (Staněk 1981, 1982, 1987) považovaly tuto páskovanou strukturu za projev metasomatické rekrystalizace vedoucí ke vzniku aplitu z dříve formovaného pegmatitu. Současné práce však ukazují na základě složité vnitřní stavby těchto granátů a jejich chemického složení na jejich přímý vznik z taveniny za velmi specifických podmínek (Leichmann et al. 1999, Hönig 2008, Hönig et al. 2010).



Obr. 2: Páskované granity brněnského batolitu (c, d) – UST hřebenovité krystaly Kfs, Pl a křemene orientované kolmo k páskování horniny střídající se s mocnými (až 2 m) pásky/zónami jemnozrnného aplitu. Aplit obsahuje opakující se pásy granátu lemující hrubozrnnou UST polohu. Hornina je nápadně narůžovělá, zpravidla obsahující velké množství magnetitu asociujícího s granátem. Biotit je vzácný, vyskytující se jen na některých lokalitách. Páskované granity dyjského batolitu (a, b). Hornina nápadná výrazným páskováním UST krystalů křemene, Kfs a Pl. V některých částech žíla přechází do hrubozrnného pegmatitu. Granát seskupený do pásků lemujících UST zóny. Obsah granátů slábne směrem ke zmožujícím se páskům biotitu. Fig. 2: Layered granites of the Brno batholith (c, d) – UST comb-like crystals of Kfs, Pl and Qtz oriented perpendicularly to the rock lamination and alternating with up to 2 m thick zones of fine-grained aplite. Aplite contains stripes of garnet parallel to UST zones. Rock is pinkish, often content magnetite associated with garnet stripes. Biotite is rare and occurs only at several localities. Layered granites of the Thaya batholith (a, b). Rock is distinctive layered by UST consists of Kfs, Pl and Qtz. In some cases the rock turns to coarse-grained, not oriented pegmatite. Garnet is also arranged into long stripes surrounding UST zones. Abundance of garnet gets weaker towards to biotite-rich bands or layers.



**Shrnutí**

Páskované anorogenní vysoce frakcionované (ale subaluminické) žilné granity suitu typu Hlína s NYF afinitou se relativně běžně vyskytují v granitech a granodioritech j. části brněnského batolitu a v s. části dyjského batolitu. Horniny tvoří většinou protáhlé žíly, popřípadě žilné roje. Kontakt s okolními granity je většinou ostrý. Žíly se zdají být nepostiženy variskou tektonizací, postihující okolní granity v dyjském batolitu. Na základě vmapovaných dat lze říci, že žilné granity typu Hlína jsou v terénu značně rozšířené (oblast výskytu překračuje 60 km v s.-j. směru) a jejich dosud známé lokality jsou limitovány pravděpodobně jen nedostatkem kvalitních výchozů. Páskované a UST struktury jsou považovány

za produkt extrémně rychlé, kolem eutektika oscilující krystalizace volatiliemi chudé taveniny (viz Hömig et al. 2010). Pro další studium těchto žil je nezbytné přikročit k jejich datování a ověřit, případně vyvrátit jejich dříve předpokládané kadomské stáří.

**Poděkování**

Autoři děkují recenzentům Karlu Breiterovi, PhD. a Doc. Rostovi Melicharovi, PhD. za podrobné pročtení textu a navrnutí řešení pro zlepšení čitelnosti manuskriptu. Publikovaná zpráva byla financována z projektu GAČR P 210/10/1105. Autoři také děkují Davidu Buriánkovi, PhD. za věcné poznámky k textu.

**Literatura**

- Batík, P. – Čtyroký, P. (1983): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR, mapa 1 : 25 000 list Šatov 34-131. – Česká geologická služba Praha.
- Finger, F. – Hanzl, P. – Pin, C. – Quadt, A. – Steyrer, H. P. (2000): The Brunovistulicum: Avalonian Precambrian at the eastern end of the Variscides. – In: Franke, W. – Altherr, R. – Haak, W. – Oncken, O. – Tanner, D. (eds): Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt of Central Europe, Geological Society, London, Special Publications, 179, 103–112.
- Finger, F. – Frasl, G. – Dudek, A. – Jelínek, E. – Thoeni, M. (1995): Cadomian plutonism in the Moravo-Silesian basement. – In: Dallmeyer, R. D. – Franke, W. – Weber, K. P. (eds): Tectonostratigraphic evolution of the central and eastern European orogens, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 495–507.
- Hömig, S. (2008): Granátické granity a pegmatity brněnského masivu – nový typ UST v A-typových granitech? – MS, diplomová práce, PřF MU Brno.
- Hömig, S. – Leichmann, J. – Novák, M. (2010): Unidirectional solidification textures and garnet layering in Y-enriched garnet-bearing aplite-pegmatites in the Cadomian Brno Batholith, Czech Republic. – *Journal of Geoscience*, 55, 81–97.
- 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. – *Journal of Geoscience*, 53, 218–305.
- Leichmann, J. – Novák, M. – Sulovský, P. (1999): Peraluminous whole-rock chemistry versus peralkaline mineralogy of highly fractionated, garnet-bearing granites from the Brno Batholith. – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. Beihefte zum European Journal of Mineralogy* 1, 144.
- Novosád, T. (2011): Gamaspektrometrická charakteristika žilných granátických granitů jižní části brněnského masivu. – MS, bakalářská práce, PřF MU Brno.
- Roetzel, R. – Fuchs, G. – Batík, P. – Čtyroký, P. – Havlíček, P. (2004): Geologische karte der nationalparks Thayatal und Podyjí. Karte 1 : 25 000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Staněk, J. (1981): Akcesorické minerály světých žilných hornin brněnského masivu. – *Folia Facultatis scientiarum naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis, Geol.*, 22, 3, 55–58.
- Staněk, J. (1982): Minerals of the Brno Massif. – In: Štelcl, J. (ed.): Sborník příspěvků konference Brno a geologie, Brno, 182–185.
- Staněk, J. (1987): Garnets from granitoid and pegmatitoid rocks of the Dyje massif. – *Scripta facultatis scientiarum naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis Geology*, 17, 1, 21–28.
- Suess, F. E. (1912): Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – *Denkschriften der österreichischen Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche*, 1–91.

# CHLORITICKÝ HORNBLENDIT S OLIVÍNEM A SPINELEM Z LOUKOVIC U MORAVSKÝCH BUDĚJOVIC (MOLDANUBIKUM, ZÁPADNÍ MORAVA)

Olivine- and spinel-bearing chlorite hornblendite from Loukovice near Moravské Budějovice (Moldanubicum, western Moravia)

Stanislav Houzar<sup>1</sup>, David Buriánek<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Mineralogicko-petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno; e-mail: shouzar@mzm.cz

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

(23-44 Moravské Budějovice)

**Key words:** spinel, olivine, chlorite hornblendite, P-T conditions, Varied Group, Moldanubicum

## Abstract

Ultramafic rock was found in the Varied Group of Moldanubicum near Loukovice (western Moravia). It is composed predominantly by chlorite and amphibole, locally rich in ferroan spinel and serpentinised magnesian olivine (Fo = 73–81 mol. %). Their current mineral assemblage originally corresponded to pyroxenic peridotite (olivine and/or pyroxene-rich rock) metamorphosed under upper amphibolite facies conditions. Older mineral assemblage Ol + Cpx + Opx + Sp indicates the temperature 786–804 °C for pressures near 8 kbar. Amphibole (magnesiohornblende) and chlorite (clinocllore) formed during the metamorphosis at temperatures of 714 ± 34 °C and expected pressures around 8 kbar or less.

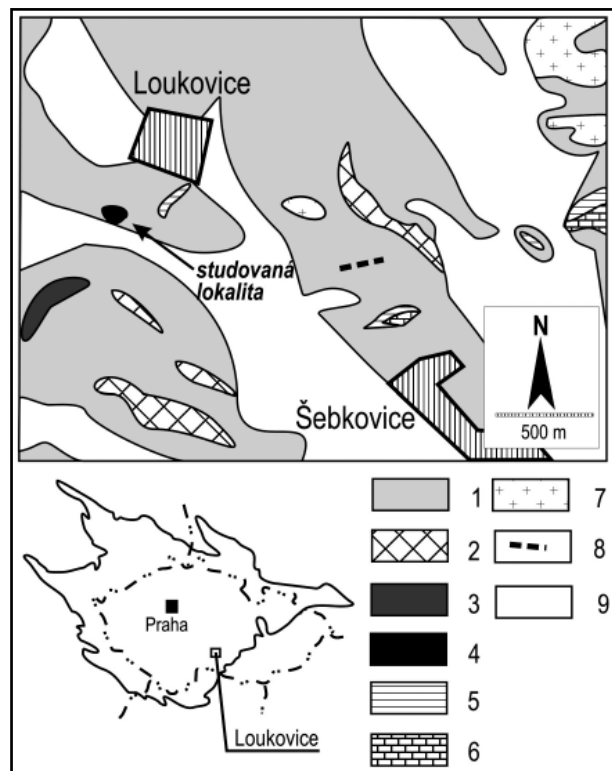
## Úvod

V moldanubiku západní Moravy nacházíme často větší či menší tělesa ultrabazických hornin různého původu a složení. Nejrozšířenější jsou tyto horniny v oblasti gföhlské jednotky na východním okraji moldanubika, kde jsou většinou sdruženy s většími tělesy granulitů a nezářídka i s eklogity a byly tu intenzivně studovány (Weiss 1966, Medaris et al. 2006). Naopak zcela nestudované byly sporadické výskyty ultrabazických (ultramafických) hornin, vystupujících západně od třebíčského masivu v pestré jednotce moldanubika.

Předkládaná zpráva je věnována charakteristice jednoho z takových těles, které bylo zjištěno u Loukovic (5 km s. od Moravských Budějovic). Četné úlomky ultramafických hornin tam byly nalezeny v půdním skeletu na ploše v 50 × 50 m, asi 200 m JJZ od obce směrem k Babicím. Zvětralé úlomky podobné horniny nacházíme i v nevelké vzdálenosti od tohoto výskytu směrem k VSV, kde z ní zvětráváním vzniklo dokonce nepatrné ložisko limonitických železných rud, těžené v 19. století mělkými šachticemi (Houzar 1994).

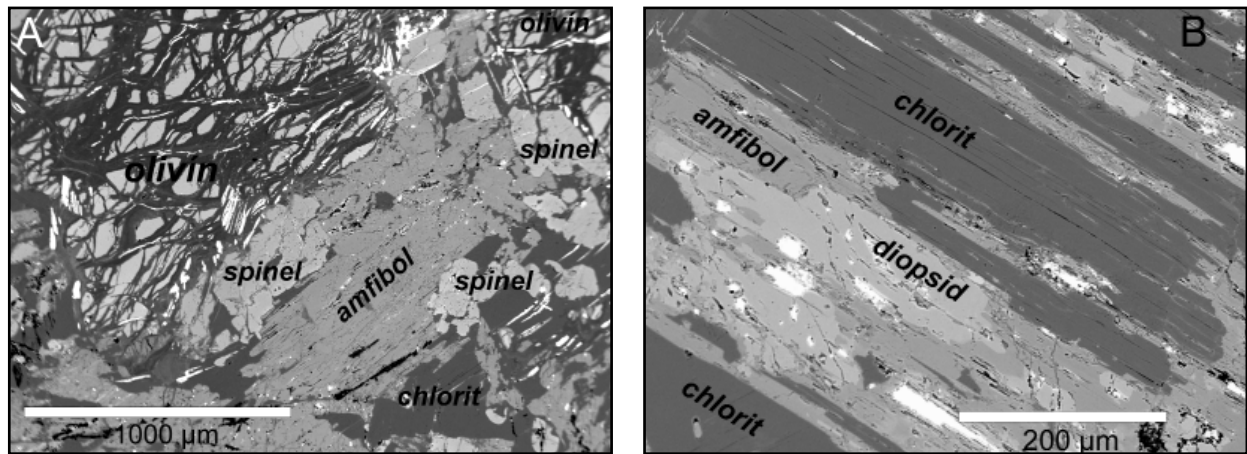
## Geologická situace

Ultramafické horniny tvoří pravděpodobně jedno nebo několik menších těles, uložených v migmatitizovaných sillimaniticko-biotitických pararulách. V bezprostředním okolí lokality obsahují tyto ruly polohy grafitických kvarcitů (křemen + grafit + sillimanit ± muskovit ± K-živce) a vápenatosilikátových hornin (diopsid + wollastonit + K-živce + plagioklas ± skapolit ± kalcit ± amfibol ± granát), východněji navíc dolomitické mramory (dolomit + kalcit + forsterit + spinel + flogopit + pargasit), živcové kvarcitty (křemen + K-živce ± sillimanit) a amfibolity (amfibol + plagioklas ± diopsid). Směr protažení vložek hornin je přibližně SV–JZ lokálně se stáčející až do směru SZ–JV,



Obr. 1: Geologická situace hornblenditu u Loukovic. Legenda: 1 – sillimanit-biotitická pararula, 2 – kvarcit, 3 – grafitický kvarcit, 4 – chloritický hornblendit, 5 – wollastonit-diopsidická rula, 6 – dolomitický mramor, 7 – turmalín-muskovitický granit, 8 – žíla lamproitu, 9 – kvartérní sedimenty.

Fig. 1: Geological position of hornblendite near Loukovice. Explanatory: 1 – sillimanite-biotite paragneiss, 2 – quartzite, 3 – graphitic quartzite, 4 – chlorite hornblendite, 5 – wollastonite-diopside gneiss, 6 – dolomitic marble, 7 – muscovite-tourmaline granite, 8 – lamproite dyke, 9 – Quaternary sediments.



Obr. 2: Minerální asociace hornblenditu: A – spinel-olivínová část; B – chlorit-amfibolová část s relikty diopsidu. Bílý minerál je hematit (odražené elektrony).

Fig. 2: Mineral assemblage of hornblendite: A – spinel-olivine part; B – chlorite-amphibole part with diopside relics. White mineral is hematite (BSE).

převažující úklon k JV (obr. 1). Intruzivní horniny zastupují ojediněle aplity a turmalinické pegmatity; za zmínku stojí výskyt lamproitu v analogické horninové sekvenci u blízkých Šebkovic, popsány Krmíčkem et al. (2011).

**Metodika**

Asociace minerálů byla studována na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 ve vlnové disperzním módu v Laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, společném pracovišti Masarykovy univerzity a České geologické služby, Brno (operátor P. Gadas). Minerály byly analyzovány při urychlovacím napětí 15 kV, při proudu svazku 10 nA, velikosti svazku 4 µm, za použití následujících standardů: Na – albit, Si – wollastonit, Ca, Al – grossular, K – sanidin, Cr – chromit, Mg – MgO, spinel, Ba – benitoit, Ti – titanit, Fe – almandin, Mn – spessartin, rodonit, Ni – modifikovaný Ni, V – vanadinit, Cl – NaCl, Zn – gahnit, P – fluorapatit, F – topaz. Naměřená data byla korigována automatickou PAP korekcí (Pouchou and Pichoir 1985). Při výpočtech P–T podmínek metamorfózy pro minerální asociaci peridotitu byl použit program

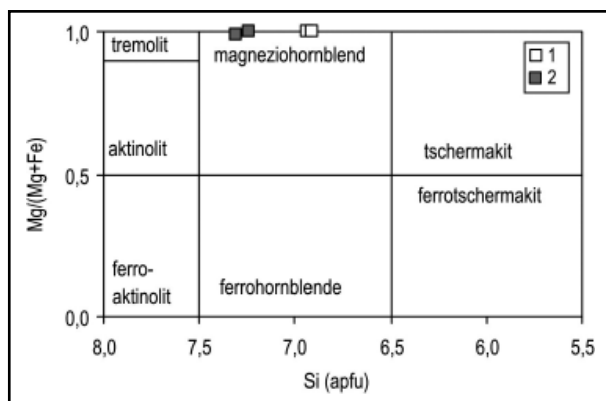
THERMOCALC 3.33 (Powell a Holland 1994). Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (Holland a Powell 1998). Protože v hornině nebyly nalezeny žádné karbonáty, byly všechny kalkulace prováděny v systému, kde fluidní fázi tvoří pouze H<sub>2</sub>O. Použité zkratky minerálů jsou podle Whitney – Evanse (2010).

**Petrografie a minerální asociace**

Hornina je zelenočerné barvy, převážně masivní, místy se však vyznačuje i výraznější foliací a v ojedinělých případech má dokonce až vzhled drobně provrásněné zelené břidlice. Mikroskopicky má lepidoblastickou až nematoblastickou strukturu, s relikty granoblastické struktury, závislou na poměru amfibolu, chloritu, spinelu, pyroxenů a olivínu.

Mineralogicky je značně heterogenní (obr. 2a, b). Objemově převládajícími minerály v hornině jsou amfiboly a chlorit (~ 95 obj. %), spinel se serpentinizovaným olivínem jsou hojnější pouze lokálně (< 5 obj. %). Vzácnější jsou pyroxeny, hojnější diopsid v asociaci s amfibolem a enstatit, zjištěný ojediněle v asociaci s olivínem. Akcesorický je podíl ilmenitu a výjimečně byl zjištěn turmalín o složení dravit-uvit.

Amfibol tvoří tmavozelené jehlicovité krystaly (obr. 2a) až několik mm velké. Je mírně zonální (tab. 1), a chemickým složením odpovídá převážně *magnesiohornblendu* ( $X_{Mg} \sim 1,0$ ). Drobné jehlice na okrajích zrn (obr. 3) mají vyšší obsahy Si (6,92–7,33 apfu) a nižší obsahy Na (0,10–0,16 apfu). V porovnání např. s amfibolem olivínického hornblenditu z Maříže (Ulrych et al. 2010) jsou amfiboly z Loukovic zřetelně chudší Ti, Cr a Na. *Chlorit* (klinochlor) šedozelelé barvy v některých částech horniny výrazně převládá. Tvoří lupenité agregáty srůstající s amfibolem, který nezřídka obsahuje starší reliktní zrna *diopsidu* chudého Fe a Al (0,084 apfu Fe; 0,053 apfu Al); obsah Na v diopsidu pod mezí detekce. Chlorit lokálně obrůstá a zatlačuje zrna spinelu. *Olivín*, zjištěný většinou v asociaci se spinelem, má složení železnatého forsteritu ( $Fo = 73–81$  mol. %), nízký podíl Ni (0,002–0,003 apfu Ni)



Obr. 3: Klasifikační diagramy (Mg/(Fe+Mg) vs. Si a K+Na vs. Si) pro amfiboly (Leake et al. 1997). Chemické složení (1) jádra a (2) okraje porfyrblastů.

Fig. 3: Classification diagrams (Mg/(Fe+Mg) vs. Si and K+Na vs. Si) of amphiboles (Leake et al. 1997). Chemical composition from the (1) core and (2) rim of the porphyroblasts.

	amfibol	amfibol	chlorit hm. %	chlorit	turmalín
SiO <sub>2</sub>	51,00	53,23	29,24	29,54	37,35
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,19	0,05	0,03	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,33	6,06	21,28	22,29	31,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b. d.	0,01	0,13	b. d.	b. d.
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,05	0,43	b. d.	b. d.
FeO	4,96	4,15	6,55	6,56	3,61
MnO	0,20	0,08	0,08	0,06	b. d.
MgO	19,81	21,18	29,37	30,18	10,69
CaO	12,29	13,05	b. d.	b. d.	2,79
NiO	0,04	0,02	0,10	0,07	b. d.
Na <sub>2</sub> O	0,55	0,38	0,05	b. d.	1,14
K <sub>2</sub> O	0,15	0,11	b. d.	b. d.	b. d.
H <sub>2</sub> O *	2,12	2,14	12,53	12,77	3,7
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **					10,85
F	0,11	0,07			0,09
O=F	-0,05	-0,03			-0,04
<b>Suma</b>	<b>100,59</b>	<b>100,7</b>	<b>99,81</b>	<b>101,5</b>	<b>101,46</b>
Si <sup>4+</sup>	7,054	7,328	2,798	2,773	5,981
Ti <sup>4+</sup>	0,005	0,020	0,004	0,002	0,013
Al <sup>3+</sup>	1,521	0,983	2,400	2,466	5,881
Cr <sup>3+</sup>		0,001	0,010		
V <sup>3+</sup>	0,003	0,006	0,033		
Fe <sup>2+</sup>	0,574	0,478	0,524	0,515	0,483
Mn <sup>2+</sup>	0,023	0,009	0,006	0,005	
Mg <sup>2+</sup>	4,085	4,347	4,19	4,224	2,552
Ca <sup>2+</sup>	1,821	1,925			0,479
Ni <sup>2+</sup>	0,004	0,002	0,008	0,005	
Na <sup>+</sup>	0,147	0,101	0,009		0,354
K <sup>+</sup>	0,026	0,019			
H <sup>+</sup>	1,952	1,970	8	8	3,954
B <sup>3+</sup>					3,000
F <sup>-</sup>	0,048	0,030			0,046
O <sup>2-</sup>	23,952	23,97			30,954
<b>CATSUM</b>	<b>15,265</b>	<b>15,218</b>	<b>9,982</b>	<b>9,991</b>	<b>18,743</b>
<b>AN SUM</b>	<b>24</b>	<b>24</b>	<b>18</b>	<b>18</b>	<b>31</b>

\* dopočteno ze stechiometrie

\*\*dopočteno; B = 3

Tab. 1: Chemické analýzy amfibolů, chloritů a turmalínu.

Tab. 1: Chemical analyses of amphiboles, chlorite and tourmaline.

a většinou podlehl silné serpentinizaci. Ve srůstech s olivínem je ojedinělý *enstatit* (0,193 apfu Fe; 0,048 apfu Al).

*Spinel* v izometrických zrncích až srůstech oktaedrických krystalů velikosti až 1 mm má zelenou barvu. V jeho složení dominuje spinelová složka s vyšším podílem hercynitu ( $X_{Fe} = 30-35$ ), nízký je podíl složky magnetitové a gahnitové (tab. 2 – spinely). Za zmínku stojí jen mírně zvýšený obsah Cr a Ni (0,002–0,007 apfu Cr; 0,004 apfu Ni), čímž se výrazně odlišuje od spinelů dolomitických mramorů, resp. hořečnatých skarnů okolního moldanubika. Pro srovnání byl studován serpentinit s podobnou minerální asociací (Chl + Ol + Tr + Srp) z lokality Rodkov v moldanubiku. Tato hornina však obsahuje hlavně chromit (s podstatně vyššími obsahy Cr 1,182–1,264 apfu a Ni 0,001 apfu) a mladší magnetit. Chromem jsou bohaté i spinely peridotitů typu Mohelno; ty však nejsou v asociaci s amfiboly (Medaris et al. 2005). Akcesorický *ilmenit* je chudý Mg (< 0,079 apfu Mg), zcela výjimečná zrna *turmalínu* (*dravit-uvit*) uzavíraná v chloritu náležejí nejspíše

	spinel	spinel	olivín hm. %	olivín	diopsid	enstatit
SiO <sub>2</sub>	b. d.	b. d.	38,95	38,65	54,13	55,40
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,03	b. d.	b. d.	0,21	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	65,43	64,89	b. d.	b. d.	1,24	2,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,11	b. d.	b. d.	b. d.	0,02
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,08	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2,02	2,01				
FeO	14,49	15,70	18,67	21,11	2,80	13,12
MnO	0,20	0,21	0,46	0,29	0,09	0,31
MgO	18,03	17,13	43,43	39,83	17,63	29,48
CaO	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	25,43	b. d.
NiO	0,21	0,21	0,09	0,16	b. d.	b. d.
ZnO	0,14	0,14	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
<b>Suma</b>	<b>100,74</b>	<b>100,5</b>	<b>101,62</b>	<b>100,04</b>	<b>101,55</b>	<b>100,70</b>
Si <sup>4+</sup>			0,981	0,999	1,948	0,977
Ti <sup>4+</sup>	0,001	0,001			0,006	0,001
Al <sup>3+</sup>	1,956	1,956			0,053	0,048
Cr <sup>3+</sup>	0,003	0,002				
V <sup>3+</sup>	0,001	0,002				
Fe <sup>3+</sup>	0,039	0,039				
Fe <sup>2+</sup>	0,307	0,336	0,393	0,456	0,084	0,193
Mn <sup>2+</sup>	0,004	0,005	0,010	0,006	0,003	0,005
Mg <sup>2+</sup>	0,682	0,653	1,631	1,535	0,946	0,775
Ca <sup>2+</sup>					0,980	
Ni <sup>2+</sup>	0,004	0,004	0,002	0,003		
Zn <sup>2+</sup>	0,003	0,003				
<b>CATSUM</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3,018</b>	<b>3,001</b>	<b>4,021</b>	<b>1,999</b>
<b>AN SUM</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>6</b>	<b>3</b>

\*rozpočteno na 3 kationty

Tab. 2: Chemické analýzy spinelu, olivínu a pyroxenů.

Tab. 2: Chemical analyses of spinel, olivine and pyroxenes.

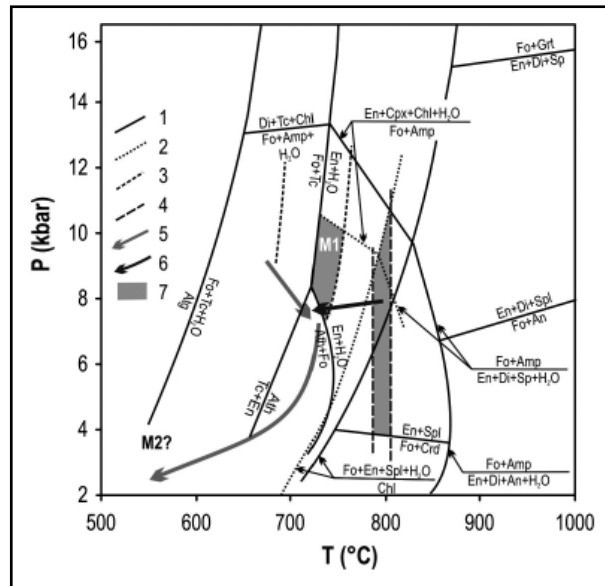
k retrogradní fázi vývoje horniny. Hojným sekundárním minerálem je *hematit*.

## Diskuze

### a) Charakter protolitu

V případě studované amfibolické horniny, vyskytující se v pararulách pestré jednotky moldanubika, mohou být předběžně uvažovány čtyři hlavní možnosti vzniku a to: (a) regionální metamorfózou sedimentu se specifickým chemickým složením, (b) metamorfózou hořečnatého skarnu, (c) retrogradní metamorfózou plášťového peridotitu, (d) metamorfózou olivínem a pyroxenem bohaté kumulátové horniny (kumulátový peridotit).

Přestože chybí celková chemická analýza horniny, lze pravděpodobně vyloučit možnost (a), neboť nebyly zjištěny žádné náznaky přechodu studované horniny do okolních hornin (z hlediska minerální asociace např. přítomnost slíd, živců, křemene, karbonátů). Chemické složení minerálů (složení spinelu, podíl Ni v olivínu) neodpovídá ani hořečnatému skarnu (b). Pozorovaná minerální asociace Ol + Cpx + Opx + Sp mohla vzniknout metamorfózou peridotitu s menším podílem ortopyroxenu, původem ze svrchního pláště. Pouze na základě analogie s podobnými peridotity v jiných částech moldanubika (Machart 1982, Nakamura et al. 2004) by mohl spinel vznikat jako produkt dekompresní reakce konzumující granát (patrně Fo + Grt → En + Di + Sp (1); obr. 4). Spinely



Obr. 4: Fázový diagram ukazující minerální asociace studovaného hornblenditu: 1 – experimentálně zjištěné křivky podle Jenkinse (1981) pro systém CMASH; 2 – reakce vypočtené pro studovanou horninu pomocí programu THERMOCALC; 3 – rozsah teplot vypočtený programem THERMOCALC pro minerální asociaci (M1): Amp + Chl; 4 – rozsah teplot vypočtený Ol-Spl termometrem (Ballhaus et al. 1991); 5 – P-T dráha pro horniny pestré skupiny (Petračakis, 1997, Ráček et al. 2006); 6 – P-T dráha pro studovaný hornblendit; 7 – předpokládané P-T podmínky pro primární minerální asociaci (Cpx+Opx+Ol+Sp) a metamorfni minerální asociaci (Amp+Chl) ve studovaném hornblenditu.

Fig. 4: Phase diagram showing mineral assemblage studied hornblende: 1 – experimentally determined curves, after Jenkins (1981) for system CMASH; 2 – reaction calculated for mineral assemblage studied rock by THERMOCALC; 3 – temperature range calculated by THERMOCALC for mineral assemblage (M1): Amp + Chl; 4 – temperature range calculated by Ol-Spl thermometer (Ballhaus et al. 1991); 5 – P-T path for rocks Varied unit (Petračakis, 1997, Ráček et al. 2006); 6 – P-T path for studied hornblende; 7 – estimated P-T conditions for primary mineral assemblage (Cpx+Opx+Ol+Sp) and metamorphic mineral assemblage (Amp + Chl) from studied hornblende.

v peridotitech z moldanubika ale mají obvykle podstatně vyšší obsahy Cr (např. Ackerman et al. 2009). Tato skutečnost byla potvrzena studiem chemického složení spinelu v serpentinitu s podobnou minerální asociací jako studovaná hornina, který pocházel z lokality Rodkov ve strážeckém moldanubiku. Během metamorfózy dochází často ke vzniku chrómem bohatého magnetitu nebo chrómem bohatého spinelu na úkor chromitu (Farahat 2008). Tímto způsobem však většinou vznikají zonální spinelidy, které obsahují v jádře relikty původního chromitu. Také složení olivínu (Fo = 73–81 mol. %) se mírně liší od olivínu v peridotitech moldanubika (Fo = 81–91 mol. %, např. Ackerman et al. 2009).

Na základě těchto zjištění se prozatím přikláníme k závěru, že protolitem studované horniny byl kumulát bohatý olivínem a pyroxenem, který vznikl krystalizací bazického magmatu (d). Tělesa kumulátových gaber kadomského stáří byla již dříve popsána z moldanubika

Ulrychem et al. (2010). Pro potvrzení této hypotézy bude nutné studium chemického složení celé horniny.

### b) P-T podmínky

Ve studovaném chloritickém hornblenditu s olivínem a spinelem nacházíme jen vzácně relikty starší minerální asociace Ol + Cpx + Opx + Sp (I). Na základě spinel-olivínového termometru (Ballhaus et al. 1991) byly vypočteny teploty 786–804 °C (při předpokládaném tlaku kolem 8 kbar, obr. 4). Tyto minerály můžeme interpretovat jako produkt magmatické krystalizace. Původní chemické složení minerálů je však pravděpodobně v důsledku metamorfniích přeměn částečně modifikováno (rekvilibrace v podmínkách subsolidu). Olivín navíc mohl vzniknout jako produkt metamorfniích reakcí.

Ve studované hornině dominuje metamorfnií minerální asociace, která je reprezentována amfibolem, chloritem a minerály serpentínové skupiny. Spinel je často uzavírán většími lupínky chloritu, což indikuje reakci  $Fo + En + Sp + H_2O \rightarrow Chl$  (2). Pro studovanou horninu (tedy teploty ~ 800 °C) byla tato reakce vypočtena pomocí programu THERMOCALC (Powell a Holland 1994) a sahá do vyšších tlaků (kolem 10 kbar) než experimentálně zjištěná reakce (2) uváděná Jenkinsem (1981, obr. 4). Na kontaktu s chloritem je diopsid lemován amfibolem, což indikuje metamorfnií reakci  $Opx + Cpx + Chl + H_2O \rightarrow Amp + Fo$  (3). Horniny s podobnou minerální asociací jako studované hornblendity jsou typické pro metamorfózu ve vyšší amfibolitové facií (Jenkins 1981). Spodní teplotní hranice této minerální asociace se pohybuje kolem 700 °C (Jenkins 1981), protože je v hornině stále přítomen ortopyroxen (enstatit). Tento předpoklad ovšem platí pouze v případě, že v systému byla během metamorfnií reakce přítomna voda.

Pro minerální asociaci stabilní během metamorfózy M1 (Amp + Chl + Ilm) byly vypočteny teploty  $714 \pm 34$  °C při předpokládaném tlaku kolem 8 kbar pomocí programu THERMOCALC (Powell a Holland 1994). Tato hodnota zhruba odpovídá teplotám vrcholu metamorfózy metapelitů (650–700 °C) uváděným pro horniny pestré skupiny moldanubika Rackem et al. (2006) v oblasti drosendorfského okna. Podobné maximální teploty (~ 650–750 °C) byly také zjištěny pro metamorfózu mramorů při západním okraji třebíčského masivu, avšak při nižším  $P \leq 4$  kbar (Houzar a Novák 2006).

Olivín je částečně ztlačován minerály serpentínové skupiny a spinel je často lemován drobnými mladými chlority. Tyto přeměny souvisí s metamorfózou (M2) v podmínkách svrchní kůry. Pro vznik antigoritu se teploty pohybují kolem 520–550 °C (obr. 4) za předpokladu vyšší aktivity  $H_2O$ .

### Závěr

V pestré jednotce moldanubika u Loukovic (západní Morava) byla zjištěna metamorfovaná ultramafická hornina, kterou by bylo možné petrograficky nejpřesněji klasifikovat jako chloritický hornblendit se spinelem a olivínem. Její současné minerální asociace odpovídá metamorfóze kumulátové horniny bohaté olivínem a pyroxenem v pod-

mínkách vyšší amfibolitové facie. Starší minerální asociace je patrně produktem magmatické krystalizace (Ol + Cpx + Opx + Sp) a indikuje teploty 786–804 °C (za předpokládaného tlaku kolem 8 kbar). Amfibol a chlorit vznikaly při následující metamorfóze za teplot 714 ± 34 °C při předpokládaném tlaku kolem 8 kbar nebo nižším.

Zjištěné metamorfní teploty metamorfózy jsou podobné jako vrcholné podmínky vypočtené pro horniny pestré skupiny v rakouské části moldanubika a drosendorfského okna 650–800 °C a 7–9 kbar (Petraakis 1986,

Büttner a Kruhl 1997, Petrakakis 1997, Racek et al. 2006). Pravděpodobným protolitem této horniny byl ultrabazický kumulát, který vznikl krystalizací bazického magmatu a byl tektonicky inkorporován do střední kůry při variské orogenezi.

#### Poděkování

Práce byla financována výzkumnou organizací MK 000094862 a z výzkumného záměru ČGS MZP0002579801, regionální mapování brněnské aglomerace, č. úkolu 390003.

#### Literatura

- Ackerman, L. – Jelínek, E. – Medaris, G. – Ježek, J. – Siebel, W. – Strnad, L. (2009): Geochemistry of Fe-rich peridotites and associated pyroxenites from Horni Bory, Bohemian Massif: Insights into subduction-related melt-rock reactions. – *Chemical Geology*, 259, 15–167.
- Ballhaus, C. – Berry, R. F. – Green, D. H. (1991): High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 27–40.
- Büttner, S. – Kruhl, J. H. (1997): The evolution of a late-Variscan high-T/low-P region: the southeastern margin of the Bohemian Massif. – *Geologische Rundschau*, 86, 21–38.
- Farahat, E. S. (2008): Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. – *Chemie der Erde - Geochemistry*, 68(2), 193–205.
- Holland, T. J. B. – Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309–343.
- Houzar, S. (1994): Železná ruda u Loukovic – Naším krajem 4, 6, 76–77.
- Houzar, S. – Novák, M. (2006): Clintonite-bearing assemblage in chondrodite marbles from the Moldanubian Zone, western Moravia, Bohemian Massif. – *Journal of the Czech Geological Society*, 51, 3–4, 249–258.
- Jenkins, D. M. (1981): Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system H<sub>2</sub>O-CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77, 166–176.
- Krmíček, L. – Cempírek, J. – Havlín, A. – Přichystal, A. – Houzar, S. – Krmíčková, M. – Gadas, P. (2011): Mineralogy and petrogenesis of a Ba-Ti-Zr-rich peralkaline dyke from Šebkovice (Czech Republic): Recognition of the most lamproitic Variscan intrusion. – *Lithos*, 121, 74–86.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, C. E. S. – Birch, W. D. – Gilbert, M. C. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Kisch, H. J. – Krivovichev, V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandarino, J. A. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock, N. M. S. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. – *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.
- Machart, J. (1984): Ultramafic rocks in the Bohemian part of the Moldanubicum and central Bohemian islet zone (Bohemian Massif). – *Krystalinikum*, 17, 13–32.
- Medaris, G. jr. – Wang, H. – Jelínek, E. – Mihaljevič, M. – Jakeš, P. (2005): Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic. – *Lithos*, 82, 1–23.
- Medaris, L. G. – Beard, B. L. – Jelínek, E. (2006): Mantle-Derived, UHP Garnet Pyroxenite and Eclogite in the Moldanubian Gföhl Nappe, Bohemian Massif: A Geochemical Review, New P-T Determinations, and tectonic Interpretation. – *International Geology Review*, 48, 765–777.
- Nakamura, D. – Svojtka, M. – Naemura, K. – Hirajima, T. (2004): Very high-pressure (> 4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nové Dvory, Czech Republic). – *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 593–603.
- Petrakakis, K. (1986): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to garnets. – *Journal of Metamorphic Geology*, 4, 323–344.
- Petrakakis, K. (1997) Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. – *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 203–222.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): "PAP" procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.
- Powell, R. – Holland, T. (1994): Optimal geothermometry and geobarometry. – *American Mineralogist*, 79, 120–133.
- Racek, M. – Štípská, P. – Pitra, P. – Schulmann, K. – Lexa, O. (2006): Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria). – *Mineralogy and Petrology*, 86, 221–251.
- Ulrych, J. – Ackerman, L. – Kachlík, V. – Hegner, E. – Balogh, K. – Langrová, A. – Luna, J. – Fediuk, F. – Lang, M. – Filip, J. (2010): Constraints on the origin of gabbroic rocks from the Moldanubian-Moravian units boundary (Bohemian Massif, Czech Republic and Austria). – *Geologica Carpathica*, 61(3), 175–191.
- Weiss, J. (1966): Ultrabasic rocks of the West Moravian Crystalline complex. – *Krystalinikum*, 4, 171–184.
- Whitney, D. L. – Evans, B. W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, 95(1), 185–187.
- Witt-Eickschen, G. E. – Seck, H. A. (1991): Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 431–439.

## MINERALOGIE DVOU TYPŮ ŽELEZNÝCH RUD Z HISTORICKÝCH LOŽISEK NA RUDNÉ HOŘE U VERNÍŘOVIC V HRUBÉM JESENÍKU

Mineralogy of two types of iron ores from historical deposits at the Rudná hora Mount near Vernířovice in the Hrubý Jeseník Mts.

Barbora Iršová, Jiří Zimák

Katedra geologie PŘF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: barbora.irsova@seznam.cz

(14-42 Rýmařov)

**Key words:** Silesicum, iron ores, BIF, magnetite, amphiboles

### Abstract

Two types of iron ores were found in historical deposits at the Rudná hora Mount near Vernířovice in the Hrubý Jeseník Mts.: (1) banded quartz-magnetite ores with amphibole, and (2) amphibole-magnetite ores. The ores of the first type consist of alternating bands composed of magnetite+amphibole (mainly magnesiohornblende or magnesiohastingsite) and quartz. The Magnetite is slightly martitized. Other minerals are biotite (partly chloritized), plagioclase, apatite, epidote, garnet, allanite-(Ce), calcite, ilmenite, rutile, titanite and zircon. The ores of the second type are rare in the studied area. Besides of magnetite (more than 50 vol. %) and amphibole (mainly magnesiohornblende and actinolite) alternating in thin bands, the ores are composed of biotite (partly chloritized), apatite, epidote, rutile, ilmenite and zircon. Amphibole-magnetite ores seem to have been formed from banded quartz-magnetite ores of Proterozoic age at a contact with basic magma.

### Úvod

Jednou z oblastí historické těžby železných rud v okolí Vernířovic je Rudná hora. Železnorudný horizont zde byl těžen ve třech úsecích, které jsou v následujícím textu označovány jako Rudná hora-vrchol, Rudná hora-východ a Rudná hora-západ (geografická pozice je zřejmá z mapky publikované Fojtem 2001, dobývky při vrcholu Rudné hory jsou citovaným autorem označovány jako Rudná hora-sever).

Tato zpráva je souhrnem výsledků mineralogického studia rudních vzorků ze všech tří úseků. Jedině v úseku Rudná hora-východ není problém na haldách najít dostatečné množství materiálu k mineralogickému výzkumu, avšak všechny rudní vzorky zde nalezené odpovídají v této oblasti běžnému typu páskovaných křemen-magnetitových rud, které podrobně popisuje např. Pouba (1970), Fojt (2002) a Mücke – Losos (2000, 2007). Podstatně zajímavější jsou amfibol-magnetitové rudy z úseků Rudná hora-vrchol a Rudná hora-západ, které byly patrně velmi bohaté, a zřejmě proto je výskyt jejich úlomků v haldovém materiálu zcela minimální.

### Metody

Železné rudy byly studovány mikroskopicky v leštěných výbrusech (v procházejícím i odraženém světle). Kvantitativní zastoupení jednotlivých minerálů bylo v 7 vzorcích rud stanoveno pomocí bodového integrátoru Eltinox 4 (vždy hodnoceno 2000 bodů) – výsledky jsou uvedeny v tabulce 1, v níž jsou pod položkou magnetit zahrnuty všechny opakné fáze, tedy vedle výrazně dominantního magnetitu i hematit

vznikající jeho martitizací a jen zcela ojediněly ilmenit. Chemismus minerálů byl sledován na PEMM PŘF MU Brno pomocí elektronového mikroanalýzátoru Cameca SX100 ve vlnově disperzním módu (analyzovali: R. Škoda, P. Gadas a R. Čopjaková). V případě amfibolů byla při přepočtu výsledků WDX analýz na atomové kvocienty použita normalizace na 23 atomů kyslíku, poměr  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  byl kalkulován na základě  $Si^{4+} + Ti^{4+} + Al^{3+} + Fe^{2+} + Mn^{2+} + Cr^{3+} + Fe^{3+} + V^{3+} + Ni^{2+} = 13$  (výsledky pěti vybraných WDX analýz jsou v tabulce 2). Nutno poznamenat, že kalkulace poměru  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  ve struktuře amfibolů podle doporučení Leakeho et al. (1997) poskytuje odlišné hodnoty, avšak z hlediska klasifikace amfibolů není nutno tyto rozdíly považovat za zásadní. Výsledky analýz apatitu byly přepočteny na sumu 13 aniontů.

typ rudy	páskovaná křemen-magnetitová					amfibol-magnetitová	
	RH-2	RH-V-10	RH-V-21	RH-Z-1	RH-Z-4	RH-1	RH-Z-3
vzorek							
křemen	66,35	59,20	53,35	53,65	55,55	-	-
živec	10,90	-	-	0,65	0,60	-	-
magnetit	6,10	26,90	32,25	18,90	32,15	55,00	67,20
amfibol	6,25	11,60	9,40	20,65	10,10	43,45	31,15
epidot	-	0,65	0,40	1,15	0,15	0,35	-
allanit-(Ce)	-	-	-	-	0,25	-	-
biotit	3,10	0,25	1,10	0,75	0,35	0,40	1,35
chlorit	1,00	-	1,90	0,90	0,10	0,35	0,10
granát	5,40	-	-	1,00	-	-	-
apatit	0,65	0,75	1,10	1,25	0,65	0,35	0,10
kalцит	0,15	0,40	0,10	1,00	-	-	-
rutil	-	0,15	0,30	-	0,10	0,10	-
zirkon	0,10	0,10	0,10	0,10	-	-	0,10

Tab. 1: Modální složení páskované křemen-magnetitové rudy a amfibol-magnetitové rudy.

Tab. 1: Modal compositions of banded quartz-magnetite ores and amphibole-magnetite ores.

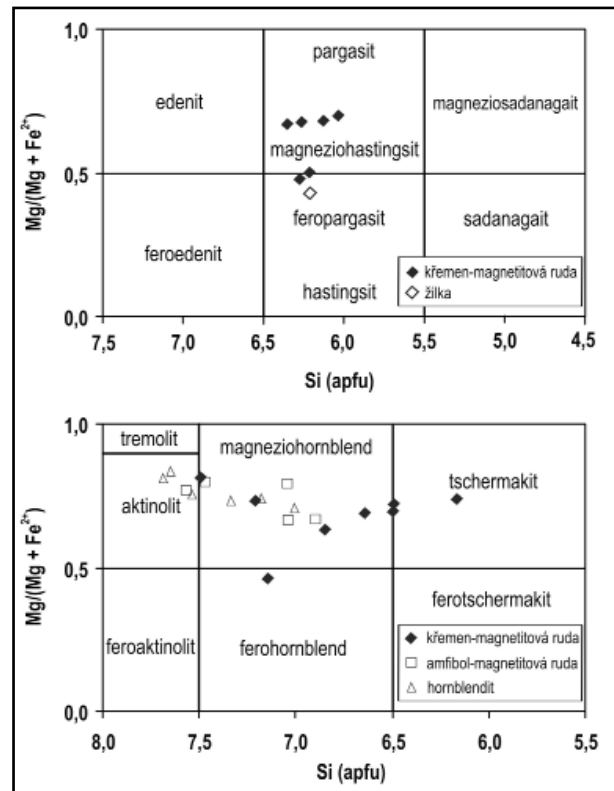
typ rudy	páskovaná křemen-magnetitová			amfibol-magnetitová	
vzorek	RH-2	RH-V-10	RH-Z-1	RH-1	RH-Z-3
SiO <sub>2</sub>	42,22	44,94	41,52	53,22	48,14
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,16	0,5	0,04	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,11	11,83	12,85	4,05	7,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0	0,01	0,01	0,01
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0,01	0	0,03
CaO	10	11,53	11,36	12,16	12,2
FeO <sub>tot</sub>	17,99	16,58	20,32	11,21	15,87
MgO	8,97	11,28	7,9	16,76	12,71
MnO	0,86	0,25	0,34	0,22	0,2
NiO	0	0,11	0	0,04	0
BaO	0,07	0,02	0,03	0	0
SrO	0	0,09	0	0,09	0,09
ZnO	0	0	0,24	0,06	0
K <sub>2</sub> O	0,69	0,27	1,14	0,17	0,52
Na <sub>2</sub> O	1,39	1,1	1,19	0,62	0,86
F	0,18	0,18	0,21	0,13	0,09
Cl	0,17	0	0,02	0	0
-O=F	0,08	0,08	0,09	0,05	0,04
-O=Cl	0,04	0	0	0	0
<b>suma</b>	<b>97,92</b>	<b>98,26</b>	<b>97,55</b>	<b>98,73</b>	<b>97,98</b>
normalizace na 23 atomů kyslíku:					
Si <sup>4+</sup>	6,135	6,492	6,268	7,471	7,024
Ti <sup>4+</sup>	0,040	0,017	0,057	0,004	0,015
Al <sup>3+</sup>	2,588	2,014	2,286	0,670	1,230
Cr <sup>3+</sup>	0,002	0	0,001	0,001	0,001
V <sup>3+</sup>	0	0	0,001	0	0,004
Fe <sup>3+</sup>	1,294	0,939	0,657	0,437	0,475
Ca <sup>2+</sup>	1,557	1,785	1,837	1,829	1,907
Mg <sup>2+</sup>	1,943	2,429	1,778	3,507	2,765
Fe <sup>2+</sup>	0,892	1,064	1,908	0,879	1,462
Mn <sup>2+</sup>	0,106	0,031	0,043	0,026	0,025
Ni <sup>2+</sup>	0	0,013	0	0,005	0
Ba <sup>2+</sup>	0,004	0,001	0,002	0	0
Sr <sup>2+</sup>	0	0,008	0	0,007	0,008
Zn <sup>2+</sup>	0	0	0,027	0,006	0
K <sup>+</sup>	0,128	0,050	0,220	0,030	0,097
Na <sup>+</sup>	0,392	0,308	0,348	0,169	0,243
F <sup>-</sup>	0,083	0,082	0,100	0,058	0,042
Cl <sup>-</sup>	0,042	0	0,005	0	0
O <sup>2-</sup>	22,875	22,918	22,895	22,942	22,958
<b>suma kat.</b>	<b>15,080</b>	<b>15,151</b>	<b>15,434</b>	<b>15,042</b>	<b>15,255</b>

Tab. 2: Reprezentativní WDX analýzy amfibolu z křemen-magnetitové rudy (RH-2 – magneziohastingsit, RH-V-10 – tschermakit, RH-Z-1 – hastingsit) a amfibol-magnetitové rudy (RH-1 a RH-Z-3 – magneziohornblend).

Tab. 2: Representative WDX analyses of amphiboles in banded quartz-magnetite ores (RH-2 – magnesiohastingsite, RH-V-10 – tschermakite, RH-Z-1 – hastingsite) and amphibole-magnetite ores (RH-1 and RH-Z-3 – magnesiohornblende).

**Mineralogická charakteristika páskovaných křemen-magnetitových rud**

Páskované křemen-magnetitové rudy nalezené na Rudné hoře (ve všech třech úsecích) svým charakterem odpovídají rudám tohoto typu na dalších ložiskách Fe-rud v desenských rulách v širším okolí Vernířovic. Kromě křemene, jenž tvoří obvykle více než 50 obj. % rudy, a magnetitu se v páskovaných křemen-magnetitových rudách na Rudné hoře hojně vyskytuje amfibol v podobě prizma-



Obr. 1: Klasifikační diagram amfibolů Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) versus Si (apfu) podle Leakeho (1997). Horní diagram je platný pro vápenaté amfiboly s Ca<sub>B</sub> ≥ 1,50, (Na+K)<sub>A</sub> ≥ 0,50, Ti < 0,50, spodní diagram pro vápenaté amfiboly s Ca<sub>B</sub> ≥ 1,50, (Na+K)<sub>A</sub> < 0,50, Ca<sub>A</sub> < 0,50.

Fig. 1: Amphibole classification diagram Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) versus Si (apfu) according to Leake (1997). Upper diagram is valid for calcic amphiboles with Ca<sub>B</sub> ≥ 1,50, (Na+K)<sub>A</sub> ≥ 0,50, Ti < 0,50, lower diagram for calcic amphiboles with Ca<sub>B</sub> ≥ 1,50, (Na+K)<sub>A</sub> < 0,50, Ca<sub>A</sub> < 0,50.

tických nedokonale omezených individuí o délce do 2 mm. Složení amfibolu odpovídá nejčastěji magneziohornblendu nebo magneziohastingsitu, někdy tschermakitu, ferohornblendu nebo hastingsitu (viz obr. 1). Hojnou součástí některých vzorků je silně alterovaný plagioklas s bazicitou An<sub>33</sub> a An<sub>49-55</sub> (na základě WDX analýz v různých vzorcích). Vždy je přítomen biotit (často silně chloritizovaný) a také apatit (F = 0,69–0,85 apfu, Cl pod 0,01 apfu), tvořící nedokonale omezené sloupečky o délce až 0,2 mm nebo i zrna s oválnými průřezy. V některých páskovaných křemen-magnetitových rudách se vyskytuje granát v podobě až 0,5 mm velkých xenomorfních zrn s ojedinělými inkluzemi magnetitu a také ve formě menších hypautomorfních individuí. V BSE obrazu se granát jeví jako homogenní, bez náznaků chemické zonálnosti. Na vzorku nalezeném pod vrcholem Rudné hory (RH-2) bylo provedeno deset WDX analýz, na jejichž základě bylo stanoveno zastoupení koncových členů: Alm 47–56 mol. %, Sps 12–22 mol. %, Prp 6–13 mol. % a Grs+Adr 16–23 mol. %.

V malém množství bývá v těchto rudách přítomen epidot (Ps<sub>25-28</sub>), kalcit, ilmenit, hematit (jako produkt martitizace magnetitu), rutil, titanit a zirkon. V rudách z úseku Rudná hora-západ byla zjištěna až 0,25 mm velká hypautomorfní zrna allanitu-(Ce), obrůstaná epidotem.



Údaje o modálním složení pěti reprezentativních vzorků páskovaných křemen-magnetitových rud z Rudné hory jsou uvedeny v tab. 1 (vzorek RH-2 pochází z úseku Rudná hora-vrchol, další dva vzorky jsou z východního úseku, poslední dva ze západního).

V úseku Rudná hora-západ byl nalezen vzorek páskované křemen-magnetitové rudy s ložní žilkou tvořenou hlavně křemenem, plagioklasem ( $An_{31-32}$ ), K-živcem, amfibolem (jde o feropargasit – obr. 1), epidotem ( $Ps_{25}$ ) a také titanitem. Žilné mineralizace tohoto typu jsou zcela běžné v amfibolitech sobotínského masivu.

Z úseku Rudná hora-západ pochází i úlomek páskované křemen-magnetitové rudy, do níž napříč foliací proniká žilka metahornblenditu, která v rudě vytváří i samostatný pásek o mocnosti až 2,5 cm, probíhající konformně s rudními a křemennými pásky. V metahornblenditu převažuje amfibol tvořící xenomorfně omezené sloupce o délce až 2 mm. Jeho složení odpovídá aktinolitů nebo magneziohornblendu (viz obr. 1). Hojný je epidot ( $Ps_{24-31}$ ) ve formě xenomorfních zrn o velikosti do 0,2 mm. V hornblenditovém pásku je přítomen křemen a magnetit v podobě tenkých, neostře omezených subpásků, které svým charakterem odpovídají páskované křemen-magnetitové rudě v okolí metahornblenditu.

### Mineralogická charakteristika amfibol-magnetitových rud

Amfibol-magnetitové rudy byly zjištěny pouze v úsecích Rudná hora-západ a Rudná hora-vrchol. Mají černou barvu, již makroskopicky lze v nich rozlišit amfibol a magnetit, páskovaná textura je makroskopicky jen málo zřetelná. V obou nalezených vzorcích rud tohoto typu převažuje magnetit nad amfibolem, přičemž oba minerály tvoří dohromady více než 98 obj. % rudního vzorku (tab. 1). Ze studia výbrusů je zřejmá výrazně páskovaná textura, přičemž jednotlivé pásky se liší pouze jen kvantitativním zastoupením obou podstatných minerálů – 2 až 3 mm mocné pásky s jen malým obsahem magnetitu (pod 10 obj. %) se střídají s mocnějšími pásky s výraznou převahou magnetitu nad amfibolem (a i v rámci nich lze rozlišit paralelní subpásky s rozdílným poměrem magnetit/amfibol). Popisované pásky mají nematogranoblastickou až granomatoblastickou strukturu. Amfibol se v nich vyskytuje v podobě prizmatických individuí o velikosti do 0,5 mm, v páscích s převahou magnetitu jsou běžná jen mírně anizometrická zrna amfibolu. Amfibol je výrazně pleochroický (bledě žlutý x středně zelený). Jeho složení odpovídá magneziohornblendu nebo aktinolitů (obr. 1). Magnetit je převážně přítomen v podobě plochých čoček přecházejících až do neprůběžných pásků, místy s náznaky automorfního vývinu individuí. Magnetit se v rudě vyskytuje i v podobě individuí o velikosti do 0,1 mm, která jsou někdy hypautomorfní (se zaoblenými hranami), převážně však jde o xenomorfní izometrická zrna nebo o zrna se zcela nepravidelnými průřezy. Z geneticky významných mikroelementů magnetit obsahuje jen 0,03–0,04 hm. %  $TiO_2$ , 0,03–0,08 hm. %  $V_2O_3$ , obsah  $Cr_2O_3$  je pod mezí detekce (v magnetitu z křemen-magnetitových rud na Rudné hoře jsou obsahy těchto oxidů následující: 0,05–0,11 hm. %

$TiO_2$ , 0–0,08 hm. %  $V_2O_3$  a 0–0,07 hm. %  $Cr_2O_3$ ). Magnetit je velmi slabě martitizovaný. Třetím nejhojnějším minerálem amfibol-magnetitových rud je biotit, jenž je přítomen hlavně v magnetitem bohatých páscích, v nichž tvoří drobné lupínky často na styku magnetitu a amfibolu, ale též tenké neprůběžné subparalelní pásky uvnitř magnetitových agregátů. Biotit je místy silně chloritizovaný. V jen malém množství (viz tab. 1) se v rudě vyskytuje apatit ( $F = 0,66$  apfu,  $Cl = 0,01$  apfu), epidot, rutil, ilmenit a zirkon.

### Poznámky ke genezi rud

I když geneze páskovaných křemen-magnetitových rud desenského krystalinika není dosud objasněna (viz např. Fojt 2002, Mücke a Losos 2000 a 2007), autoři tohoto příspěvku se přiklánějí k názoru Fojta (2002), jenž tyto rudy považuje za nedílnou součást horninového komplexu desenských rud a vznik jejich protolitu spojuje s proterozoickými vulkano-sedimentárními procesy. Mücke a Losos (2000, 2007) zdůrazňují význam silicifikace rud, při níž se zvýšilo zastoupení křemene na úkor amfibolu a k níž podle citovaných autorů došlo během retrogradní fáze variské metamorfózy.

Zatlačování amfibolu křemenem je v desenských rudách běžným fenoménem a je doložitelné i ve vzorcích z Rudné hory. Páskované amfibol-magnetitové rudy by tak mohly představovat silicifikaci víceméně nepostižené úseky rudního horizontu.

Páskované amfibol-magnetitové rudy a páskované křemen-magnetitové rudy se však vyskytují i v prostředí bazik sobotínského masivu (např. na Rudné hoře a na ložisku Sylvani). Pokud připustíme, že křemen-magnetitové rudy vznikaly silicifikací, pak tento proces nelze spojovat s retrogradní fází variské orogeneze, ale musí být geologicky starší. Nelze ani vyloučit, že amfibol-magnetitové rudy mohou být výsledkem přeměny křemen-magnetitových rud na kontaktu s bazickou taveninou a že magnetitové „segregace“ v amfibolitech sobotínského masivu (např. na ložisku Sylvani) by mohly být reliktem původních páskovaných křemen-magnetitových rud, pohlcených bazickým magmatem.

### Závěr

Na historických ložiskách na Rudné hoře u Vernířovic byly těženy dva typy železných rud:

- 1) páskované křemen-magnetitové rudy s často podstatným zastoupením amfibolu a
- 2) amfibol-magnetitové rudy. Rudy prvního typu jsou v této části desenského krystalinika zcela běžné a byly již podrobně mineralogicky zhodnoceny (např. Pouba 1970, Fojt 2002, Mücke – Losos 2000, 2007). Amfibol-magnetitové rudy byly z této oblasti popsány z ložiska Sylvani (Mücke – Losos 2007). Jejich nález na Rudné hoře lze přesto považovat za výjimečný a geneticky významný. Je-li správná představa o vzniku páskovaných křemen-magnetitových rud v desenském krystaliniku silicifikací (Mücke a Losos 2000, 2007), pak páskované amfibol-magnetitové rudy mohou být jejich prekurzorem. Je však možné, že se amfibol-magnetitové rudy mohly vytvořit z proterozoických křemen-magnetitových rud na kontaktu

s bazickým magmatem, z něhož se následně formovaly bazické horniny sobotínského masivu. Nelze zcela vyloučit ani magmatogenní původ amfibol-magnetitových rud.

#### Literatura

- Fojt, B. (2001): Mineralogické lokality na severní Moravě a ve Slezsku opomíjené sběrateli (IV) – Rudná hora. – *Minerál*, 9, 3, 206–207.
- Fojt, B. (2002): Páskované železné rudy v desenských rulách silezika: přehled názorů na jejich vznik; současný stav poznatků. – Sborník „Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat“, 18–25.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, Ch. E. S. – Birch, W. D. – Gilbert, M. Ch. – 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. – *Canadian Minerals*, 35, 219–246.
- Mücke, A. – Losos, Z. (2000): Polymetamorfně přepracované, páskované a silicifikované magnetitové rudy v desenských rulách (silesikum, Česká republika). – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 85, 47–80.
- Mücke, A. – Losos, Z. (2007): The magnetite mineralizations of the Desná Group in the Silesicum, Czech Republic: petrographic, mineralogical, and geochemical studies and their genetic implications. – *Journal of Geosciences*, 52, 3–4, 227–270.
- Pouba, Z. (1970): Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná Dome. – Sborník geologických věd, řada LG, 12, 7–64.

# BARNATÉ ŽIVCE Z PYRHOTINOVÉHO ZRUDNĚNÍ V BUŠÍNĚ

Barium feldspars of pyrrhotite ore from Bušín

Václav Mandovec, Zdeněk Losos

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: MandovecV@seznam.cz

(14-41 Šumperk)

**Key words:** *Lugicum, Zábřeh unit, Bušín, barium feldspars, celsiane, hyalophane, pyrrhotite*

## Abstract

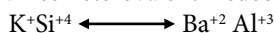
*Ba-feldspars of pyrrhotite ore from Bušín in Zábřeh unit were studied. These ores with massive to smudge-like textures are hosted by strongly altered amphibolites. Ba-rich feldspars form grains and porphyroblasts in pyrrhotite ore. According to WDX-analyses there are older celsiane (with 85 to 95 mol. % of celsiane endmember) and younger hyalophane (with 29 to 55 mol. % of celsiane endmember). Large core of those feldspars is formed by celsiane and thin rim is composed of hyalophane. It indicates two metamorphic stages which influenced volcano-sedimentary protolith with probable content of barite and Fe-phases. Ba-orthoclase (with 0.11–0.17 Ba apfu) crystallizes on boundary between amphibolite and pyrrhotite ore. Altered amphibolite itself contains oligoclase without Ba. Documentation of occurrence of Ba-feldspars in metamorphosed pyrrhotite ore from Bušín enlarges the number of genetically similar ore deposits and occurrences containing Ba-feldspars in the Moravo-Silesian area such Horní Benešov, Horní Město at Rýmařov, Zlaté Hory, Nectava, and Kouty nad Desnou.*

## Úvod a geografická pozice lokality

Studované zrudnění s výskytem Ba-živců se nalézá v amfibolitech na z. okraji obce Bušín, cca 300 m na SSZ od středu obce, v trati zvané „na Františku“ (obr. 1). Zde došlo zřejmě začátkem minulého století k ražbě krátké štoly a odkrytí kumulace jemnozrnného pyrrhotinu v amfibolitu (Zemanová 1983, Fojt 2002). V místech někdejší štoly je stále patrný výklenek po zahloubení (obr. 2), ležící ve svahu těsně nad vozovou cestou. Ve svahu pod reliktem portálu a také přímo v cestě lze dodnes najít volné kusy rezavě povleklé rozpadavé rudy složené hlavně z pyrrhotinu a živců.

V článku je podána charakteristika barnatých živců, které tvoří s K-živci převážnou část hlušinyvých minerálů pyrrhotinové rudy.

Barnaté živce odpovídají strukturně draselnému živci, v němž ionty Ba zastupují částečně až úplně draslík, dle rovnice heterovalentní substituce



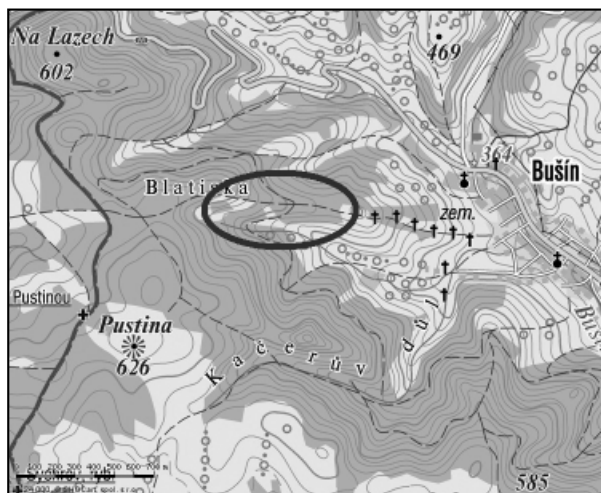
Barnaté živce zahrnují monoklinické minerály celsian ( $BaAl_2Si_2O_8$ ) a hyalofan  $[(K,Na,Ba) Si_2(Al,Si)_2O_8]$ , méně známé fáze představují monoklinický paracelsian, hexacelsian a rombický banalsit (Schröcke – Weiner 1981). V této práci je použita klasifikace podle Deera et al. (2001), která jako celsian označuje živec s obsahem nad 80 % celsianové komponenty (Cn). U nižších hodnot Cn se jedná o hyalofan, při nízkých obsazích Ba do 20 % Cn jde potom o Ba bohatý K-živec.

Vzhledem k pokročilému zvětrání vzorků pyrrhotin-živcové rudy odebraných na lokalitě na jaře 2011 jsme k laboratornímu studiu použili starší vzorky ze sběrů B. Fojta. Leštěné výbrusy byly zkoumány mikroskopicky na skenovacím elektronovém mikroskopu Cameca SX 100 a byly provedeny bodové WDX-analýzy živců (analytik R. Škoda). Katodová luminescence byla sledována na katodoluminiscenčním mikroskopu Simon – Neuser typ HC<sub>2</sub>

a následná fotodokumentace byla pořízena fotoaparátem Olympus C5060WZ.

## Geologie lokality a charakteristika zrudnění

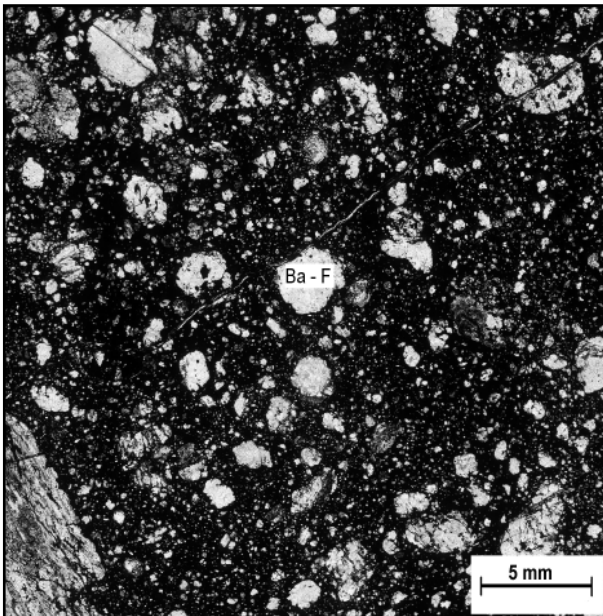
Obec Bušín se nachází v oblasti zábřežského krystalinika, konkrétně na jeho sv. okraji (Mísař 1969). Cháb et al. (2008) charakterizují zábřežské krystalinikum jako litologicky a metamorfně nesourodé. V jeho středním úseku převládají metamorfované turbidity složené z poloh drob a břidlic s vzácnými vložkami slepenců a na J se světlými vložkami křemen-živcových hornin (patrně kyselými metatufy). Na S od nich (v zájmové oblasti Bušina) vystupují amfibolity, staurolitové svory, biotitické ruly a migmatity provázející tělesa tonalitu. Intenzita metamorfózy klesá směrem na J k pásnu rul, amfibolitů, porfyroidů a metaboidů provázenému o několik set metrů jižněji paralelní řadou drobných serpentinitových těles.



Obr. 1: Situační mapka zájmové lokality, upraveno podle mapy.cz.  
Fig. 1: Situation map of the studied locality, modified from mapy.cz.



Obr. 2: Pozůstatky štoly, současný stav (fotografie z května 2011).  
Fig. 2: The remains of the gallery in its present form (photo, May 2011).



Obr. 3: Textura pyrrhotin-živcové rudy (foto výbrusu). Vlevo alterovaný amfibolit, vpravo pyrrhotinová ruda se zrna a porfyroblasty barnatých živců (Ba-F).

Fig. 3: Texture of pyrrhotite-feldspar ore (thin section photo). On the left side altered amphibolite, on the right side pyrrhotite ore with grains and porphyroblasts of Ba-feldspars (Ba-F).

Okolí pyrrhotinového rudního výskytu tvoří strmě uložené amfibolity dvou typů (Kopa 1975) – jemnozrný, tence šedě laminovaný s rovnými relativně hladkými plochami foliace. Druhý typ je středně zrnitý, bez zřetelných foliačních ploch, s výskytem světlejších amfibolů než u první variety. Oba amfibolity se skládají především z amfibolu a plagioklasu, šedé laminy s dominantním pyroxenem, které uvádí již Kopa (1975), mají charakter vápenato-silikátových hornin.

Kromě zmíněných amfibolitů se v blízkosti lokality pyrrhotinového zrudnění vyskytují také biotitické a dvojslídenné ruly místy s polohami kvarcitických rul a kyselých metatufů (Zemanová 1983).

Rudní texturu většiny vzorků pyrrhotinové rudy lze označit jako masivní, převládající pyrrhotin v sobě uzavírá

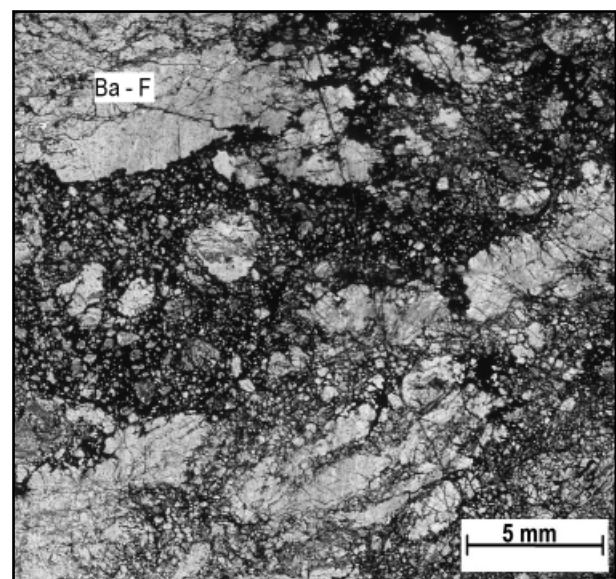
zrna, agregáty a porfyroblasty živců, případně dalších hlušivých komponent (podřadně křemen). Sulfidická ani živcová složka nejeví známky orientovaného uspořádání či páskování. Masivní partie rudy přecházejí ve smouhovité, nepravidelně prostupující alterovaným amfibolitem. Všechny uvedené příznaky svědčí pro metamorfoenní charakter pyrrhotin-živcové rudy (obr. 3, 4).

Mineralogická charakteristika živco-pyrrhotinové akumulace u obce Bušín byla podána již v pracích Zemanové (1983), Kopy (1975) a Fojta (2002). Minerály lze v souladu se Zemanovou (1983) rozdělit na rudní, nerudní a supergenní. Jako rudní vystupují mimo pyrrhotin akcesorický pyrit, chalkopyrit, sfalerit, magnetit a ilmenit, všechny uvedené práce však ukazují na naprostou převahu pyrrhotinu v rudě. Jako nerudní minerály můžeme označit mikroskopicky indikované barnaté živce, křemen a plagioklas, akcesoricky i apatit, titanit, kalcit a chlorit. Supergenní minerály představují různé typy hydratovaných oxidů a hydroxidů železa, označované obecně jako „limonit“, resp. goethit a dále sádrovec (Zemanová 1983, Kopa 1975).

#### Výsledky studia barnatých živců

Při mikroskopickém studiu byly v rudnině zjištěny vedle převažujících živců, pyrrhotinu a podružného křemene i akcesorický titanit a chlorit. Živce v rudě vytvářejí jednotlivá zrna nebo agregáty zrn, které jsou obklopeny pyrrhotinem (obr. 3). Často živce vytvářejí i větší xenomorfní porfyroblasty (obr. 3, 4). Živce ani jiné minerály nejsou nijak přednostně uspořádány a tvoří spíše nahodilé zrnité struktury, případně lokální kumulace. Tato skutečnost poukazuje na metamorfoenní a nikoliv žilný původ zrudnění.

V katodoluminiscenčním mikroskopu vykazují barnaté živce v rudnině slabou luminiscenci, která kolísá od šedé přes narůžovělou až po slabou cihlově červenou barvu, což je zřejmě způsobeno rozdílným obsahem Ba



Obr. 4: Textura pyrrhotin-živcové rudy, oblast bohatá barnatými živci (Ba-F) (foto výbrusu).

Fig. 4: Texture of pyrrhotite-feldspar ore, area rich in Ba-feldspars (Ba-F) (thin section photo).

v jednotlivých zrnech, případně obsahem stopového množství jiných aktivátorů.

Chemické složení a následná klasifikace živců mohla být provedena až na základě bodových WDX-analýz z mikrosondy (tab. 1, 2).

Na BSE-fotografiích rudy jsou zřetelná dvě vývojová stadia růstu zrn Ba-živců (obr. 5). Objemově dominantní jádra zrn tvoří celsian s podílem celsianové komponenty 93,7–98,4 mol. %. Okrajově užší zóny mají složení odpovídající hyalofanu, v němž se obsah celsianové komponenty pohybuje v rozmezí od 29,3 do 54,5 mol. %. Obě chemicky odlišné růstové fáze jsou od sebe odděleny ostrou hranicí (obr. 5).

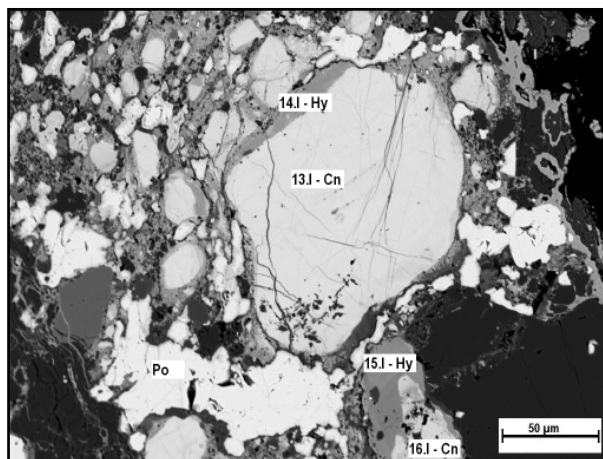
Popsané obrůstání celsianu hyalofanem (obr. 5) indikuje dvě oddělené metamorfní etapy při vývoji pyrrhotin-živcové rudniny. Při starší etapě krystalizoval prakticky čistý celsian (body 13.I, 16.I). Mladší a časově výrazně oddělená metamorfní fáze je reprezentována vznikem relativně užších lemů hyalofanu (14.I, 15.I). Aktivita Ba v metamorfních fluidech byla již mnohem nižší, zato byl k dispozici K.

Prostředí na rozhraní pyrrhotinové rudy a amfibolitu bylo již chudší na Ba (viz analýzy 7.I, 8.I v tab. 2), a proto zde krystaloval Ba-ortoklas. Živce v alterovaném amfibolitu byly určeny mikroskopicky jako plagioklas, dle WDX-analýz se jedná o oligoklas bez obsahu barya (analýzy 5.I, 6.I v tab. 2). Mladší hydrotermální žilky a agregace v amfibolitu tvoří K-živce, albit a epidot.

Diagram chemismu a distribuce živců v rudnině, okolním amfibolitu a na rozhraní rudy a amfibolitu (obr. 6) dokumentuje hypotézu o postupném vzniku minerální

asociace během minimálně dvoufázové metamorfózy specifického protolitu. Při jednotlivých fázích metamorfního vývoje pyrrhotinového zrudnění se zřejmě snižoval obsah volného Ba, čemuž nasvědčuje krystalizace nejprve celsianu, později hyalofanu. Jako zdroj barya v původním, zřejmě vulkanicko-sedimentárním protolitu předpokládáme baryt doprovázený fázemi Fe.

Potvrzení výskytu a stanovení pravděpodobné geneze barnatých živců v pyrrhotinových rudách z Bušina rozšiřuje počet metamorfogenních ložisek a rudních výskytů s Ba-živci v moravskoslezské oblasti, vedle již známých lokalit v Horním Benešově (Havelka 1992, Fojt et al. 2010),



Obr. 5: Zrna celsianu (Cn) obrůstáná hyalofanem (Hy), Po – pyrrhotin (BSE-foto, R. Škoda).

Fig. 5: Grains of celsiane (Cn) overgrown by hyalophane (Hy), Po – pyrrhotite (BSE-photo, R. Škoda).

oxidy	13.I	14.I	15.I	16.I	17.I	18.I	23.I
Na <sub>2</sub> O	0,19	1,33	1,14	0,56	0,35	0,56	1,5
K <sub>2</sub> O	0,32	4,74	5,85	1,33	0,78	9,83	7,5
CaO	0,06	0,04	0,62	0,04	0,04	0,07	0,05
SrO	n.d.	0,04	0,09	0,02	0,03	0,04	0,1
BaO	40	25,22	21,64	36,29	38,41	14,47	18,12
FeO	0,06	0,138	0,38	0,18	0,03	0,91	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,48	23,27	21,4	25,63	25,83	21,04	22,48
SiO <sub>2</sub>	32,16	44,81	47,54	36,45	33,34	52,1	51,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	0,05	0,02	n.d.
SUMA	99,28	99,57	98,66	100,54	98,85	99,03	101,35
apfu							
Na	0,023	0,14	0,12	0,065	0,042	0,056	0,149
K	<b>0,025</b>	<b>0,333</b>	<b>0,405</b>	<b>0,101</b>	<b>0,062</b>	<b>0,648</b>	<b>0,49</b>
Ca	0,004	0,002	0,036	0,002	0,002	0,004	0,003
Sr	0	0	0	0	0	0	0
Ba	<b>0,984</b>	<b>0,545</b>	<b>0,461</b>	<b>0,848</b>	<b>0,937</b>	<b>0,293</b>	<b>0,363</b>
Fe	0,003	0,006	0,017	0,009	0,002	0,039	0,005
Al	1,963	1,514	1,372	1,804	1,898	1,283	1,358
Si	2,019	2,469	2,581	2,173	2,076	2,692	2,635
P	0	0	0	0,002	0,002	0,001	0
SUMA	5,021	5,009	4,992	5,002	5,021	5,016	5,003

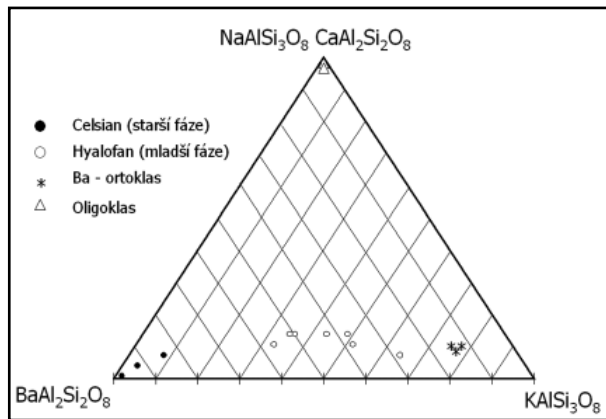
Tab. 1: Bodové WDX- analýzy Ba-živců (13.I, 16.I, 17.I – celsian, 14.I, 15.I, 18.I, 23.I – hyalofan) a přepočty na empirické vzorce na základ 8 O; n.d. = pod mezí detekce.

Tab. 1: Spot WDX- analyses of Ba-feldspars (13.I, 16.I, 17.I – celsiane, 14.I, 15.I, 18.I, 23.I – hyalophane) and empirical formulae recalculated on the basis of 8 O; n.d. = not detected.

oxidy	5.I	6.I	7.I	8.I
Na <sub>2</sub> O	9,01	8,53	1,51	1,46
K <sub>2</sub> O	0,14	0,16	12,75	12,21
CaO	5,45	4,96	n.d.	0,08
SrO	0,08	0,1	0,06	0,04
BaO	0,05	0,05	5,72	6,75
FeO	0,07	0,04	n.d.	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,89	23,81	19,35	19,35
SiO <sub>2</sub>	62,18	62,01	60,69	59,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d.	n.d.	0,02	n.d.
SUMA	100,87	99,65	100,13	99,75
apfu				
Na	<b>0,77</b>	<b>0,735</b>	<b>0,14</b>	<b>0,136</b>
K	0,008	0,009	<b>0,777</b>	<b>0,752</b>
Ca	<b>0,257</b>	<b>0,236</b>	0	0,004
Sr	0,002	0,003	0,002	0,001
Ba	<b>0,001</b>	<b>0,001</b>	<b>0,107</b>	<b>0,128</b>
Fe	0,003	0,002	0	0,005
Al	1,243	1,249	1,091	1,102
Si	2,741	2,757	2,897	2,882
P	0	0	0,001	0
SUMA	5,025	4,992	5,014	5,01

Tab. 2: Bodové WDX-analýzy živců (5.I, 6.I – oligoklas, 7.I, 8.I – Ba-bohatý ortoklas) a přepočty na empirické vzorce na základ 8 O; n.d. = pod mezí detekce.

Tab. 2: Spot WDX-analyses of feldspars (5.I, 6.I – oligoclase, 7.I, 8.I – Ba-rich orthoclase) and empirical formulae recalculated on the basis of 8 O; n.d. = not detected.



Obr. 6: Diagram chemismu a distribuce živců v rudnině a okolním amfibolitu (celsian + hyalofan z rudy, Ba-ortoklas a oligoklas z rozhraní rudy a amfibolitu).

Fig. 6: Diagram showing the distribution of feldspars in the ore and surrounding amphibolite (celsiane + hyalophane from ore, Ba-orthoclase and oligoclase from boundary between ore and amphibolite).

Horním Městě u Rýmařova (Chlupáč et al. 2011, Fojt et al. 2007), Zlatých Horách (např. Kalenda 1998, Fojt et al. 2010, Zimák – Novotný 2002), Nectavě (Dolníček – Slobodník 2002), Dolních Loučkách (Dolníček et al. 2003) a Koutech nad Desnou (Fojt et al. 1997).

#### Poděkování

Autoři děkují B. Fojtovi za poskytnutí rudních vzorků ke studiu. R. Škodovi jsme zavázáni za provedení mikrosondových analýz a BSE-fotodokumentaci, K. Švecové za asistenci při katodoluminiscenčním studiu. Dík patří také Z. Dolníčkovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla podpořena výzkumným záměrem MSM0021622412.

#### Literatura

- Deer, W. A. – Howie, R. A. – Zussman, J. (2001): Framework silicates: Feldspars. – The geological society, London.
- Dolníček, Z. – Slobodník, M. (2002): Mineralogie a geneze rudního výskytu od Nectavy. – Sborník „Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat“, 9–13. Olomouc.
- Dolníček, Z. – Slobodník, M. – Malý, K. (2003): Metamorfovaná barytová mineralizace z lomu v Dolních Loučkách u Tišnova. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2002, 10, 66–68. Brno.
- Fojt, B. (2002): Mineralogické lokality na severní Moravě a ve Slezsku opomíjené sběrateli (VII) – Bušín. – Minerál, X, 2, 113–114, Brno.
- Fojt, B. – Hladíková, J. – Kopa, D. – Krausová, D. – Sulovský, P. – Vávra, V. – Zeman, J. – Zimák, J. (1997): Minerální a horninové asociace z lomu Zámčisko, Hrubý Jeseník. – Časopis Slezského muzea, (A), 46, 235–264.
- Fojt, B. – Hladíková J. – Kalenda, F. (2001): Zlaté Hory ve Slezsku – největší rudní revír v Jeseníkách. Část 2: C. Geologie, D. Mineralogie, E. Geochemie stabilních izotopů. – Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae, LXXXVI: 3–58.
- 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 (Nížký Jeseník). – Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae, 92, 3–57. Brno.
- Fojt, B. – Dolníček, Z. – Hladíková, J. – Škoda, R. – Zeman, J. (2010): Paragenetická charakteristika ložisek Zn-Pb a Fe rud u Horního Benešova v Nížkém Jeseníku. – Část I.: Ložisko Zn-Pb rud. – Časopis Slezského muzea, (A), 59, 1, 1–58. Opava.
- Havelka, J. (1992): General genetic model and roots of flow metal contents of the Jeseníky Mts. deposits of the stratiform sulphide formation. – Sborník vědeckých prací VŠB v Ostravě, řada hornicko-geologická, 1 059, 38, 1, 89–101. Ostrava.
- Cháb, J. – Breiter, K. – Fatka, O. – Hladil, J. – Kalvoda, J. – Šimůnek, Z. – Štorch, P. – Vašíček, Z. – Zajíc, J. – Zapletal, J. (2008): Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. – Česká geologická služba, Praha.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stránil, Z. (2011): Geologická minulost České republiky. – Academia, Praha.
- Kalenda, F. (1998): Stručný přehled geologických poměrů zlatohorského rudního revíru. – Minerál, VI, 3, 171–176, Brno.
- Kopa, D. (1975): Barnatý živec z ložiska pyrhotinu v Bušíně. – Časopis Slezského muzea, (A), XXIV, 113–116, Opava.
- Mísař, Z. (1969): Regionální geologie ČSSR, geologie Českého masivu III. Oblast západosudetská. – Universita Karlova v Praze.
- Schröcke, H. – Weiner, K. L. (1981): Mineralogie. – Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- Zemanová, H. (1983): Paragenese výskytu pyrhotinu v Bušíně. – MS, diplomová práce, PřF UJEP Brno.
- Zimák, J. – Novotný, P. (2002): Silikáty barya v metamorfitech a sulfidických rudách zlatohorského rudního revíru. – Sb. „Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat 2002“, 92–96. UP Olomouc.

# TYPY FLUID V KŘIŠŤÁLECH Z KŘEMENNÉ ŽÍLY OD HUTÍ U BECHYNĚ

Fluid types in rock crystals from quartz vein close to Hutě near Bechyně

Přemysl Pořádek<sup>1</sup>, Marek Slobodník<sup>1</sup>, Jaroslav Cícha<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 637 11 Brno; e-mail: 327910@mail.muni.cz

<sup>2</sup> Prácheňské muzeum v Písku, Velké nám. 114, 397 24 Písek

(22-42 Bechyně)

**Key words:** Moldanubicum, quartz vein, fluid inclusions, microthermometry

## Abstract

Pure quartz crystals occurred in the vein penetrating intensely altered biotite migmatites in proximity of the eclogite body located NE from Hutě near Bechyně. Optical microthermometry has been applied on fluid inclusions (FI) in quartz. Two-phase primary inclusions contain aqueous solution, vapour phase and rarely unidentified solid phase as well (type L+V±S). Medium tempered fluids ( $T_h = 251/270$  °C) contain a little amount of CO<sub>2</sub> and eutectic temperatures ( $T_e = -9,5/-4,3$  °C) suggests presence of sulphates and/or (hydrogen)carbonates. The overall composition of trapped fluid is H<sub>2</sub>O-MgSO<sub>4</sub> ± Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> ± K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> ± KCl ± CO<sub>2</sub>. Such not common composition of aqueous phase might be a result of interaction of fluids and ultrabasic rocks containing sulphides.

## Úvod

V zájmovém území se zabývalo geologickou nebo mineralogickou problematikou několik autorů avšak hlavně z širšího pohledu a mapovacích prací (např. Tomas et al. 1976, Bouška et al. 1972). Zejména mineralogickou charakteristiku a geologickou pozici křemenné žíly v Hutích u Bechyně popisuje Welser et al. (2004). Studovaná křemenná žíla byla objevena sběrateli teprve v 90. letech minulého století. Cílem studia je zjistit charakter fluid, z nichž křemen krystaloval.

## Metodika

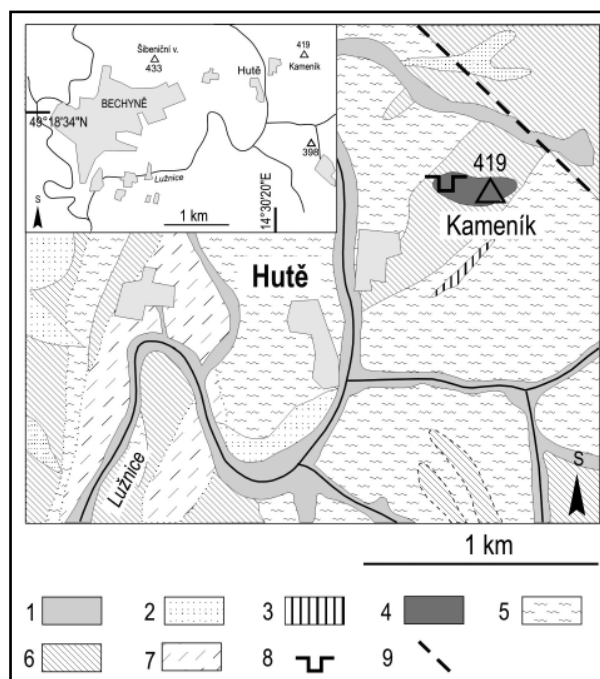
Pro studium fluidních inkluzí v polarizačním mikroskopu a pro mikrotermometrické měření byla vyhotovena ze vzorku křišťálu oboustranně leštěná destička o tloušťce 150 µm.

Nejprve byl vzorek podroben optické mikroskopii, při které se studovaly petrografické vlastnosti fluidních inkluzí – pozice ve vzorku, velikost, tvar, fázové složení, atd. Na základě těchto informací byly definovány typy inkluzí přítomných ve vzorku.

Vlastní mikrotermometrické měření bylo provedeno na ÚGV MU v Brně na mikroskopu Nikon typu Eclipse 80i s nainstalovaným mikrotermometrickým stolkem LINKAM THMSG 600, který umožňuje měření fázových přechodů v teplotním rozsahu 600 °C až -196 °C. Pro kalibraci přístroje a měření byly použity syntetické fluidní inkluze (H<sub>2</sub>O-NaCl, H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>). Měření byly následující parametry: teplota homogenizace ( $T_h$ ), eutektická teplota ( $T_e$ ), teplota tání ( $T_m$ ), popř. i teplota zamrznutí ( $T_f$ ).

## Geologické poměry oblasti

Lokalita leží přibližně 0,5 km sv. od obce Hutě v oblasti jihočeského moldanubika (obr. 1). Zde je na vrchu Kameník (kóta 419 m) zašlý jámový lom oválného půdo-



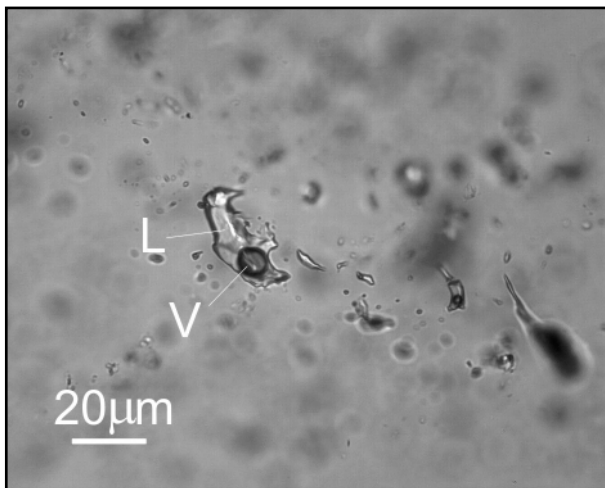
Obr. 1: Geologická a topografická situace okolí lokality. Vysvětlivky: 1 – fluviální sedimenty, 2 – eolické sedimenty, 3 – křemenná žíla, 4 – eklogit, 5 – ortoruly, 6 – migmatity, 7 – pararuly, 8 – opuštěný lom, 9 – zlom. Upraveno podle <http://mapy.geology.cz/website/geoinfo/viewer3.htm>.

Fig. 1: Geologic and topographic situation of surrounding of locality. Legend: 1 – fluvial sediments, 2 – aeolian sediments, 3 – quartz vein, 4 – eclogite, 5 – orthogneiss, 6 – migmatite, 7 – paragneiss, 8 – abandoned quarry, 9 – fault. Modified after <http://mapy.geology.cz/website/geoinfo/viewer3.htm>.

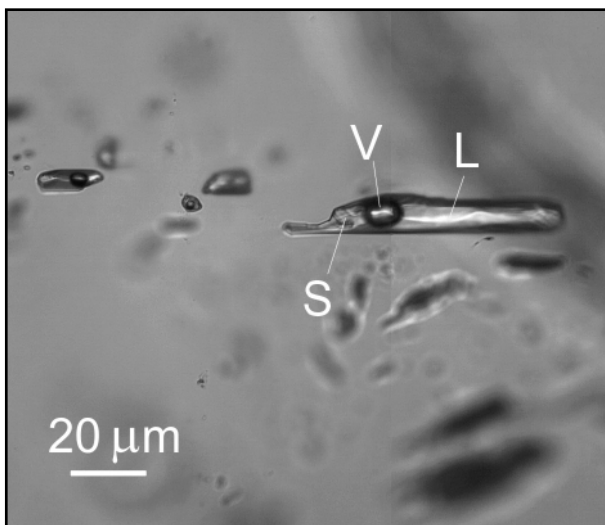
rysu založený v čočce eklogitu, která dosahuje rozměrů až 300 × 100 metrů. Eklogity tvoří na Bechyňsku několik těles v pararulách a migmatitech jednotvárné skupiny moldanu-

bika v blízkosti styku s tělesem bechyňské ortoruly. Eklogit u Hutí je uložen v biotitickém migmatitu a je protažen paralelně se stavbou migmatitů ve směru Z–V. Obsahuje vložky amfibolitů, hadců a skarnů (Welser et al. 2004).

Křemenná žíla vystupuje ve svahu při s. okraji lomu, kde protíná silně hydrotermálně alterovaný biotitický migmatit. V migmatitu je starší plagioklas ( $An_{20-30}$ ) sericitizovaný, mladší plagioklas je albitický lamelovaný a je korodován draselným živcem a křemenem. Draselný živec je zastoupen perthitickým mikroklinem (Tomas et al. 1976). Směr SV–JZ této žíly je shodný se směry ostatních křemenných žil vymapovaných v okolí. Její maximální mocnost je 2,2 metru a obsahuje dutiny isometrického i čočkovitého tvaru, které jsou vyplněny jílovito-hlinitým materiálem okrové až tmavě hnědé barvy. V tomto materiálu bylo nalezeno mnoho dlouze prizmatických krystalů křemene (oboustranně ukončené krystaly, srůsty a prorostlice) do velikosti 10 cm. Na stěny dutin v podobě drúzovitých textur narůstají krystaly křemene až 20 cm



Obr. 2: Skupina dvoufázových (L+V) fluidních inkluzí v křemenu.  
Fig. 2: Group of two-phase (L+V) fluid inclusions in quartz.



Obr. 3: Třífázová fluidní inkluze s pravidelným protaženým tvarem v křemenu. L – kapalná fáze, V – plynná fáze, S – pevná fáze. Hutě u Bechyně.

Fig. 3: The three-phase fluid inclusion with regular elongated shape. L – liquid, V – vapour, S – solid. Hutě u Bechyně.

dlouhé. Krystaly jsou vždy zbarveny oxidy a hydroxidy železa a na jejich povrchu je také příčné rýhování způsobené opakovaným přirůstáním křemene na krystalové plochy. Masivní bílý křemen ojediněle obsahuje vtroušeniny světle žlutého a kovově lesklého pyritu do velikosti 1 cm, ale také až několikacentimetrové dutiny po vylouženém, blíže nezjištěném karbonátu, příp. barytu. Větší trhliny v křemenu bývají vyhojeny bíle a okrově zbarvenou drtí složenou z křemene a sericitu (Welser et al. 2004).

### Typologie fluidních inkluzí

V křemenu byly pozorovány pouze primární inkluze ve formě malých prostorových skupin nebo krátkých řad. Velikost studovaných inkluzí byla v rozmezí 6 až 90  $\mu\text{m}$ , průměrná velikost okolo 30  $\mu\text{m}$ . Vzácně se objevily i inkluze s velikostmi okolo 100  $\mu\text{m}$ . Omezení bylo téměř vždy nepravidelné, občas s náznaky negativních krystalových tvarů. Za laboratorní teploty byly inkluze většinou dvoufázové s kapalinou a plynem (L+V, obr. 2). Některé inkluze obsahují navíc blíže neurčenou pevnou fázi (S – solid) a typ inkluzí je pak označován jako L+V+S (obr. 3). Stupeň zaplnění (F), resp. poměr fází  $F = L/(L+V)$  (L – liquid, V – vapour) se pohyboval od 0,7 do 0,95.

### Mikrotermometrie

Celkem bylo podrobně studováno 18 inkluzí (tab. 1). Teploty homogenizace se pohybovaly v relativně malém rozpětí od 251,0  $^{\circ}\text{C}$  do 270,1  $^{\circ}\text{C}$  (obr. 4a). Všechny inkluze homogenizovaly na kapalnou fázi.

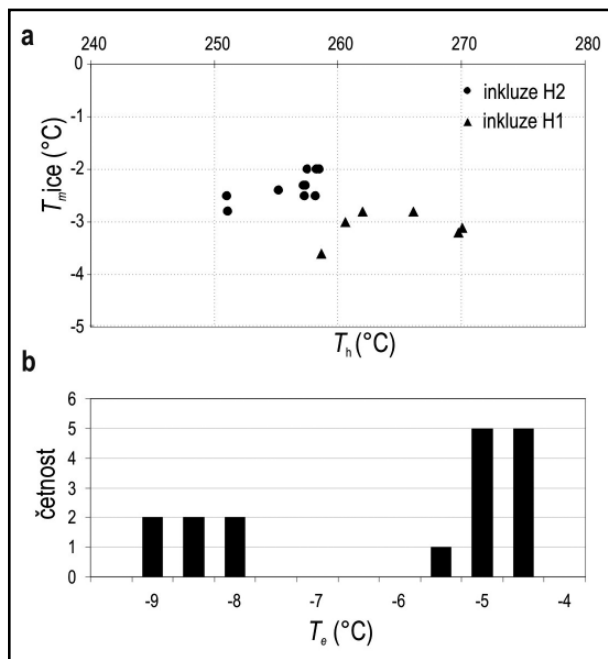
Během kryotermometrie se mezi inkluzemi objevily určité rozdíly. Eutektické teploty ( $T_e$ ) rozdělily soubor dat na dvě skupiny (obr. 4). Jedna skupina inkluzí (H1, č. 13–18) měla nižší teploty v rozmezí -9,5  $^{\circ}\text{C}$  až -7,5  $^{\circ}\text{C}$ , v druhé skupině (H2) byly teploty o něco vyšší, -5,3  $^{\circ}\text{C}$

Inkluze č.	Fázové složení	$T_h$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$T_e$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$T_{m\text{ice}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$T_{m\text{cla}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )
1	L + V + S	257,5 $\rightarrow$ L + S	-4,3	-2,0	5,0
2	L + V + S	257,2 $\rightarrow$ L + S	-4,6	-2,3	
3	L + V	257,3 $\rightarrow$ L	-4,9	-2,5	
4,5	L + V	258,3 $\rightarrow$ L	-4,3	-2,0	
6	L + V	258,5 $\rightarrow$ L	-4,3	-2,0	
7	L + V + S	257,4 $\rightarrow$ L + S	-5,3	-2,3	
8	L + V	251 $\rightarrow$ L	-5,2	-2,5	
9	L + V	251,1 $\rightarrow$ L	-5,0	-2,8	
10	L + V	255,2 $\rightarrow$ L	-5,0	-2,4	
11	L + V	259,2 $\rightarrow$ L			
12	L + V	258,2 $\rightarrow$ L	-5,2	-2,5	8,0
13	L + V + S	266,1 $\rightarrow$ L + S	-7,8	-2,8	9,0
14	L + V + S	270,1 $\rightarrow$ L + S	-8,2	-3,1	8,2
15	L + V	262 $\rightarrow$ L	-8,8	-2,8	10,2
16	L + V	260,6 $\rightarrow$ L	-9,0 až -8,0	-3,0	8,6
17	L + V	258,7 $\rightarrow$ L	-9,5 až -7,5	-3,6	
18	L + V + S?	269,8 $\rightarrow$ L + S?	-9,2	-3,2	7,8

Tab. 1: Mikrotermometrické parametry fluidních inkluzí v křemenu (křišťál).

Tab. 1: Microthermometric parameters from fluid inclusions in quartz (rock crystal).  $T_h$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) – temperature of homogenisation,  $T_e$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) – eutectic temperature,  $T_{m\text{ice}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) – melting temperature of ice,  $T_{m\text{cla}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) – melting temperature of clathrate.





Obr. 4: a – Datový soubor mikrotermometrických měření rozdělený na dvě skupiny (H1, H2) v diagramu  $T_h$ - $T_{m,ice}$ ; b – histogram eutektických teplot z fluidních inkluzí v křemenu.

Fig. 4: a – The data set of microthermometric measurements divided into two clusters (H1, H2) in the  $T_h$ - $T_{m,ice}$  plot; b – histogram of eutectic temperatures from fluid inclusions in quartz.

až  $-4,3$  °C. V některých případech, kdy se tající kusy ledu přemístily k tmavému kraji inkluze, nebylo tuto teplotu možné přesně stanovit, byla zjištěna teplota pouze přibližně nebo byl stanoven teplotní rozsah (např. inkluze č. 16 a 17). Současně vykazují inkluze H1 o něco nižší teploty  $T_{m,ice}$  ( $-3,6$  až  $-2,8$  °C) a téměř vždy bylo možné v této skupině naměřit teplotu  $T_{m,cl}$ . V jednom případě bylo patrné vymrznutí fáze  $CO_2$  při teplotě  $-105$  °C, což můžeme považovat za potvrzení přítomnosti  $CO_2$  i v ostatních inkluzích s detekovanými hydráty plynu a zjištěnou teplotou  $T_{m,cl}$  mezi  $+7,8$  a  $+10,2$  °C (tab. 1). Skupina inkluzí H2 má trochu vyšší  $T_{m,ice}$  než ve skupině H1, a to mezi  $-2,8$  a  $-2,0$  °C a jen výjimečně bylo možné naměřit  $T_{m,cl}$ , což indikuje přítomnost i  $CO_2$ .

#### Diskuze a závěr

Zjištěné eutektické teploty byly porovnány s experimentálními a modelovými hodnotami. Naměřené  $T_e$  naznačují podobnost s vodnými fluidy obsahujícími buď pouze  $MgSO_4$  (metastabilní  $T_e = -5,0$  °C, stabilní  $T_e = -3,6$  °C, Marion – Farren 1999) nebo spíše  $MgSO_4$  s dal-

šími příměsmi, které mohou snižovat  $T_e$  pod  $-5$  °C, např. KCl ( $T_e = -10,5$  °C, Spencer et al. 1990). Velmi blízké jsou i stabilní experimentální  $T_e$  trojsložkových systémů vody s  $K_2SO_4$ - $MgSO_4$  ( $T_e = -4,8$  °C a  $-5,2$  °C, Marion – Farren 1999, resp. Buchštejn et al. 1953) a nebo s  $Na_2SO_4$ - $MgSO_4$  ( $T_e = -5,0$  °C, Marion – Farren 1999, Buchštejn et al. 1953). Dále např. systém  $KHCO_3$ - $H_2O$  má stabilní  $T_e = -6$  °C (Spencer et al. 1990). Tato teplota je v rozpětí naměřených mikrotermometrických dat, což nevylučuje přítomnost uhličitanu nebo hydrogenuhličitanu ve fluidních inkluzích. Méně běžné mikrotermometrické parametry s eutektickými teplotami vodného systému mezi  $-38$  a  $-8$  °C v křemenu ze žíly u Budče zjistili také Dolníček a Malý (2007).

Naměřené teplotní parametry nemohly být pro chybějící stavové rovnice uvedeného systému ( $MgSO_4$  + příměsi) použity dále pro výpočty vlastností, např. salinity. Zjištěné teploty homogenizace jsou v malém rozpětí, což ukazuje na relativní stálost podmínek při krystalizaci křemenu. Při homogenizaci došlo několikrát k dekrepitaci inkluzí, což také podporuje přítomnost obsahu  $CO_2$ . Podle získaných dat bylo stanoveno chemické složení  $MgSO_4$  + příměsi (další sírany –  $K_2SO_4$  nebo  $Na_2SO_4$ ; popř. i KCl).

Interpretované chemické složení inkudovaných fluid může mít souvislost buď s geologickou stavbou území a/ nebo s chemickým složením podzemních vod. Křemenná žíla na vrchu Kameník je situována vedle čočky eklogitu, který podle Tomase et al. (1976) obsahuje v jemnozrnnějších partiích hojná zrnka pyrotinu, a tak se tato hornina jeví jako možný zdroj iontů  $Mg^{+2}$  a sulfátu, navíc přes studované území prochází pruh pestré série moldanubika (součást sušicko-votického pruhu obsahující horniny s grafitem a sulfidy). Chemický typ podzemních vod na listu základní geologické mapy Želeč je převážně Ca-Mg-bikarbonátový a Ca-bikarbonátový, místy se zvýšeným obsahem iontů  $Na^+$  a  $SO_4^{-2}$  (Tomas et al. 1976). Na sousedním listu Bechyně je podobná mineralizace vod společně s Ca-Mg- $HCO_3$  a Ca-Mg- $HCO_3$ - $SO_4$ , u vod s nízkou mineralizací převažují typy s vyšším obsahem  $SO_4^{-2}$ . Karlův pramen v Bechyni má také významný obsah Fe a volného  $CO_2$  (Vrána et al. 1976).

Závěrem je možné konstatovat, že studované křišťály z křemenné žíly z lokality Hutě u Bechyně krystalovaly za relativně stabilních podmínek středně vysokých teplot z vodných fluid typu  $H_2O$ - $MgSO_4$  ±  $Na_2SO_4$  ±  $K_2SO_4$  ± KCl ±  $CO_2$ .

#### Poděkování

Studium je součástí výzkumného záměru MSM 00021622427.

**Literatura**

- Bouška, V. – Pokorný, J. – Adam, J. (1972): Krystalochemické vztahy rutilu a železnatého rutilu. – Sborník Geologických Věd, řada Technologie, geochemie, 10, 45–64.
- Buchštejn, V. M. – Valjaško, M. G. – Peř, A. D. (1953): Spravočník po rastvorimosti solevnych sistem. – Goschimizdat, Moskva – Leningrad.
- Dolníček, Z. – Malý, K. (2007): Základní charakteristika fluid z křemenné žíly od Budče (moldanubikum). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006, 14, 66–68.
- Marion, G. M. – Farren, R. E. (1999): Mineral solubilities in the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O system: A re-evaluation of the sulfate chemistry in the Spencer-Möller-Weare model. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 1 305–1 318.
- Spencer, R. J. – Möller, N. – Weare, J. H. (1990): The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O systems at the temperatures below 25 °C. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 575–590.
- Tomas, J. – Bernard, J. H. – Líbalová, J. – Malecha, A. – Stříca, M. – Šalanský, K. – Žebera, K. (1976): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, list 22-422 Želeč. Ústřední ústav geologický Praha.
- Vrána, S. – Bernard, J. H. – Fediuk, F. – Hejtman, B. – Líbalová, J. – Malecha, A. – Skořepa, J. – Šalanský, K. – Žebera, K. (1976): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, list 22-421 Bechyně. – Ústřední ústav geologický Praha.
- Welser, P. – Plecer, V. – Plecer, J. (2004): Lokalita krystalovaného křemene Hutě u Bechyně. – *Minerál*, 4, 261–264.

## PŮVOD FLUID PRIMÁRNÍ ZLATONOSNÉ MINERALIZACE V HORÁCH U PŘEDÍNA (ZÁPADNÍ MORAVA)

Origin of fluids of primary auriferous mineralization at Hory near Předín (western Moravia)

Tereza Potočková<sup>1</sup>, Zdeněk Dolníček<sup>1</sup>, Stanislav Houzar<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: Tereza.Potockova@seznam.cz

<sup>2</sup> Mineralogicko-petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno

(23-43 Telč)

**Key words:** Moldanubicum, auriferous quartz veins, oxygen isotopes, crush-leach analyses, fluid inclusions

### Abstract

Isotopic analyses of oxygen and crush-leach analyses of fluid inclusions were applied to quartz gangue from auriferous mineralization at three localities in the vicinity of Hory near Předín („Zákopy“, „Štůlně“, and „Malý Štítek“). Oxygen isotope composition of the ore-forming fluids varies between -8.1 and +0.9 ‰ SMOW. Dominant anion in fluid inclusions is Cl, whereas Ca, K, and Na are predominant cations. The halogen molar ratios are rather variable ( $Br/Cl = 0.8-2.1 \cdot 10^{-3}$ ;  $I/Cl = 34-341 \cdot 10^{-6}$ ). The variability in composition of fluids is probably caused by mixing of several genetic types of water. It is supposed that the main source of ore-forming fluids is meteoric water which has typically negative  $\delta^{18}O$  values. This type of water mixed with fluids which are related to evaporation of seawater, dissolution of evaporites, magmatogenic water and/or shield brines.

### Úvod

V okolí obce Hory u Předína (západní Morava) se nacházejí pozůstatky po středověkém dobývání zlata na třech dílčích lokalitách – Štůlně, Zákopy a Malý Štítek (Koutek 1924). Z ložiskově-geologického hlediska byla tato oblast doposud nejpodrobněji zhodnocena v obsáhlé nepublikované závěrečné zprávě Veselého et al. (1988), zahrnující jak studium primárního ložiska, tak i výsledky šlichové prospekce. Historicko-montanistickou problematiku oblasti, doplněnou o řadu nových poznatků mineralogicko-geologické povahy, uveřejnil Vokáč et al. (2008). Mineralogii a studiem podmínek vzniku zdejší Au-mineralizace včetně výzkumu fluidních inkluzí pomocí optické mikrotermometrie se zabývá práce Potočkové et al. (2010).

Studovaná oblast (okolí Hor u Předína, asi 20 km západně od Třebíče) se nachází z regionálně-geologického hlediska v moldanubiku západní Moravy (Dudek et al. 1992). Biotitické a sillimanit-biotitické pararuly, které představují základní horniny oblasti, jsou doprovázeny četnými vložkami světlých kvarcitů, dále také amfibolitů, serpentinitů, amfibolizovaných eklogitů a vápenatosilikátových hornin. Vzácnější jsou turmalín-muskovitické metagranity (ortoruly) a žíly pegmatitů.

Pravé křemenné žíly, na něž je vázáno zlatonosné zrudnění, protínají převážně biotitické pararuly a kvarcité ve směru VJV–ZSZ a JV–SZ, popř. V–Z; lokálně se v kvarcitech vyskytují i menší žilníky (Veselý et al. 1988, Vokáč et al. 2008). Studované okolí Hor se vyznačuje poměrně jednoduchou zlatonosnou mineralizací (pyrit >> zlato (až elektrum), velmi vzácně akantit, galenit, chalkopyrit, blíže neurčená NiAsS fáze; Malec 1988, Veselý 1992, Potočková et al. 2010). Žilovina je tvořena křemenem, v němž byly studovány fluidní inkluze metodou optické mikrotermometrie (Potočková et al. 2010). Na základě získaných dat autoři předpokládají magmatický nebo

pozdně (retrográdně?) metamorfni původ fluid systému  $H_2O-MgCl_2-NaCl$  s celkovou salinitou 2,4–9,9 hm. % NaCl ekv. Teploty homogenizací se pohybují v rozmezí 129–259 °C u primárních inkluzí.

Předkládaný příspěvek je věnován studiu výluhů fluidních inkluzí a izotopového složení kyslíku v křemenu. Jeho záměrem je doplnit poznání o první izotopová data a diskutovat možný původ hydrotermálních roztoků, z nichž byla Au-mineralizace formována.

### Metodika

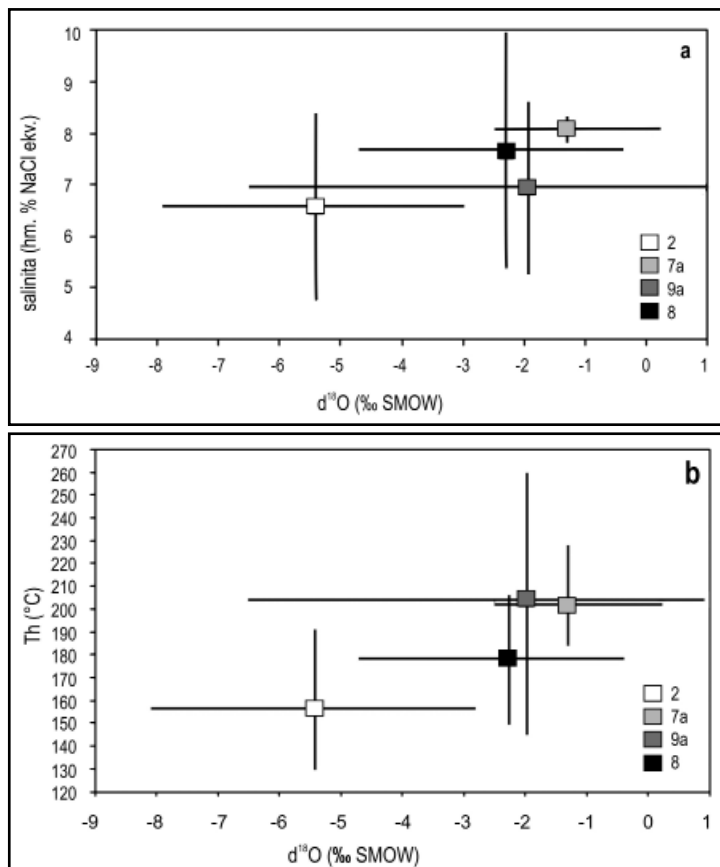
Během terénního výzkumu a dokumentace lokalit v letech 2008–2011 byly odebrány vzorky křemenné žiloviny, z níž byly nejdříve vyhotoveny výbrusy, které byly následně vyhodnoceny v optické laboratoři Katedry geologie PřF UP Olomouc na polarizačním mikroskopu Olympus v procházejícím i odraženém světle. Dále byly vyhotoveny oboustranně leštěné destičky z pěti vzorků křemenné žiloviny pro studium fluidních inkluzí optickou mikrotermometrií, jejichž výsledky jsou publikovány v práci Potočkové et al. (2010). Následně byly stejné vzorky použity na analýzu výluhů z fluidních inkluzí. Jedná se o tyto vzorky: 2× Štůlně, 1× Malý Štítek, 2× Zákopy, které byly podrceny na požadovanou frakci 0,3–1,1 mm a poté povařeny v  $HNO_3$ . Nakonec byl každý vzorek třikrát propláchnut a povařen ve vodě a posléze ještě třikrát v destilované vodě, popř. byly po usušení ze vzorku ručně vybrány zbývající viditelné nečistoty. Z usušených vzorků bylo odváženo požadované množství minimálně 1 g. Příprava a analýza výluhů byla provedena prof. W. Prochaskou v laboratořích univerzity v Leobenu. Jeden gram vysušeného vzorku byl rozetřen v achátové třecí misce s 5 ml deionizované vody. Vzniklá suspenze byla přefiltrována přes nylonový filtr o velikosti pórů 0,2  $\mu m$ . Anionty byly stanoveny pomocí systému Dionex (DX-500) a kationty pomocí standardní

atomové emisní spektrometrie. Stejně vzorky žiloviny a navíc vzorky kvarcitu z lokality Hory – Zákopy byly použity na analýzu izotopového složení kyslíku, kterou provedl v laboratořích Institutu mineralogie a geochemie Univerzity v Lausanne dr. B. Putlitz. Příprava vzorků pro tuto analýzu byla shodná s přípravou pro analýzu výluhů (viz výše). Množství 0,5–2 mg vzorku bylo rozloženo působením elementárního fluoru po zahřátí CO<sub>2</sub> – laserem. Přebytečný F<sub>2</sub> byl odstraněn od získaného kyslíku pomocí KCl při 150 °C. Izotopové složení extrahovaného kyslíku bylo po jeho přečištění na molekulovém sítu (5Å) změřeno

číslo vzorku	popis vzorku	lokality	δ <sup>18</sup> O <sub>quartz</sub> (‰ SMOW)	δ <sup>18</sup> O <sub>fluid</sub> (‰ SMOW)	T <sub>h</sub> (P-FI) (°C)
2	křemen	Štůlně	9,4	-8,1 až -2,8	130-192
7a	křemen	Zákopy	10,2	-2,5 až 0,2	184-228
9	křemen		9,4	-6,5 až 0,9	146-260
8	křemen	Malý Štítek	10,8	-4,7 až -0,4	150-207
7b	kvarcit	Zákopy	13,5		

Tab. 1: Výsledky analýzy izotopového složení kyslíku v křemenné žilovině z Hor. K přepočtu výsledků na izotopové složení fluid byly použity hodnoty T<sub>h</sub> primárních fluidních inkluzí.

Tab. 1: The results of analysis of oxygen isotopic composition in quartz gangue from Hory. The T<sub>h</sub> values of primary fluid inclusions were used to convert the quartz δ<sup>18</sup>O data to isotopic composition of hydrothermal fluids.



Obr. 1: a – Graf závislosti δ<sup>18</sup>O fluid na salinitě hydrotermálních roztoků v křemenu z Hor; b – Graf závislosti δ<sup>18</sup>O fluid na T<sub>h</sub> primárních fluidních inkluzí. V grafu jsou vyneseny průměrné hodnoty, čáry vyznačují rozsah hodnot δ<sup>18</sup>O, T<sub>h</sub> a salinity.

Fig. 1: a – Relationship between fluid δ<sup>18</sup>O and salinity of the hydrothermal fluids in quartz gangue from Hory; b – relationship between fluid δ<sup>18</sup>O and T<sub>h</sub> of primary fluid inclusions. Data points represent average values of δ<sup>18</sup>O, T<sub>h</sub>, and salinity, bars represent range of δ<sup>18</sup>O, T<sub>h</sub>, and salinity.

pomocí hmotnostního spektrometru Finnigan MAT 253. Průměrná přesnost měření je lepší než ± 0,2 ‰.

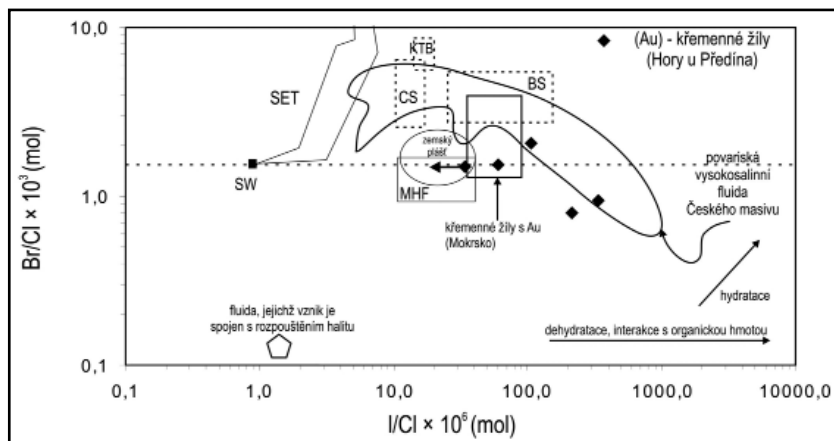
**Izotopové složení kyslíku**

Získané hodnoty izotopového složení kyslíku (+9,4 až +10,8 ‰ SMOW) pro křemennou žilovinu byly přepočteny dle Zhenga (1993) na izotopové složení fluid (viz tab. 1). K přepočtu byly využity dříve získané teploty homogenizací primárních fluidních inkluzí v daných vzorcích (Potočková et al. 2010). Izotopové složení kyslíku fluid, z nichž vznikla Au-mineralizace, je poměrně variabilní a pohybuje se v rozmezí -8,1 až +0,9 ‰ SMOW. Pro identifikaci možných trendů ve složení fluid byly sestaveny grafy závislosti δ<sup>18</sup>O na salinitě fluid a na T<sub>h</sub> (teploty homogenizace, obr. 1 a, b). Lze z nich vyzorovat trend míšení dvou typů fluid. Jedná se o míšení fluida s nízkými hodnotami δ<sup>18</sup>O, nižší salinitou a nižšími hodnotami T<sub>h</sub> a na druhé straně fluida s vyššími hodnotami δ<sup>18</sup>O, relativně vyšší salinitou a vyššími hodnotami T<sub>h</sub>.

Vypočtené izotopové složení kyslíku fluid se pohybuje téměř výhradně v záporných hodnotách, což dovoluje předpokládat meteorickou vodu jako hlavní zdroj fluid (Craig 1961, Hoefs 2004). Např. Novák et al. (2005) uvádí složení kyslíku současné meteorické vody v ČR v rozmezí -9 až -11 ‰ SMOW. Vzhledem k poměrně širokému rozptylu hodnot δ<sup>18</sup>O (až do mírně kladných hodnot) lze předpokládat, že se jedná o složitější systém, kde se míchá více genetických typů vod. Jako možné varianty vod mísících se s vodou meteorickou lze uvažovat vodu mořskou, pro niž jsou však charakteristické nulové hodnoty δ<sup>18</sup>O. Dále lze předpokládat účast vody magmatického či metamorfního původu (δ<sup>18</sup>O pro magmatickou vodu dle Hoefse 2004 +6 až +10 ‰ SMOW a pro metamorfní vodu dle Taylora 1974 +5 až +25 ‰ SMOW). Těto domněnce nasvědčují i trendy patrné z obr. 1 a, b.

**Chemické složení výluhů fluidních inkluzí**

Z výsledků analýzy výluhů je patrné, že dominujícím aniontem ve všech vzorcích je Cl<sup>-</sup>, zatímco z kationtů převažuje Ca<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup> a Na<sup>+</sup> (tab. 2). Molární poměry Br/Cl a I/Cl vykazují poměrně širokou variabilitu (Br/Cl = 0,8–2,1 × 10<sup>-3</sup>; I/Cl = 34–341 × 10<sup>-6</sup>; tab. 2). Stejně tak byly vypočteny molární poměry Ca/Na, K/Na a Li/Na (tab. 2). Molární poměry halogenů byly vyneseny do diagramu spolu s dalšími srovnávacími daty z různých geologických prostředí (obr. 2). Poměry halogenů fluidních inkluzí z Hor jsou srovnatelné s fluidy pocházejícími z Au-žil na lokalitě Mokrsko a z vysoce



Obr. 2: Diagram I/Cl vs. Br/Cl výluhů fluidních inkluzí z Hor u Předína a jejich srovnání s fluidy různého původu (upraveno podle Dolníčka et al. 2009, data pro Mokrsko převzata z Boiron et al. 2001). SW mořská voda, SET linie evaporace mořské vody, MHF nekontaminovaná magmatická hydrotermální fluida, CS solanky z kanadského štítu, BS solanky z baltického štítu, KTB hlubinné solanky navrtané vrtem KTB (Bavorsko). ←◆ šipka značí směr skutečného umístění daného bodu (jód pod mezí stanovitelnosti).

Fig. 2: I/Cl vs. Br/Cl plot of fluid inclusions leachates from Hory near Předín and comparison with fluids of various origins (modified from Dolníček et al. 2009, data from Mokrsko gold deposit were taken from Boiron et al. 2001), SW seawater, SET seawater evaporation trajectory, MHF uncontaminated magmatic hydrothermal fluids, CS shield brines from the Canadian Shield, BS shield brines from the Baltic Shield, KTB deep brines drilled by KTB borehole (Bavaria, Bohemian Massif). ←◆ arrow indicates direction of real position of the given data point (iodine under the detection limit).

salinních povariských fluid v Českém masivu. Data však nespádají výhradně do žádné z možných genetických kategorií (srov. obr. 2) a lze tedy uvažovat o těchto možnostech:

1. Poměry Br/Cl a I/Cl mají hodnoty výrazně odlišné od hodnot mořské vody, pouze dvě analýzy mají stejný molární poměr Br/Cl, ale výrazně vyšší I/Cl. Mořskou vodu však nelze zcela vyloučit vzhledem k trendu zvyšování

vání poměrů I/Cl vlivem interakce s organickou hmotou (viz obr. 2). Práce Kříbka et al. (2009), zabývající se podmínkami vzniku uranové mineralizace na ložisku Rožná (strážecké moldanubikum), doložila interakci povariských hydrotermálních roztoků s organickou hmotou nemetamorfovaných sedimentárních hornin povariského sedimentárního pokryvu moldanubika.

2. Magmatická fluida, uvolněná při krystalizaci magmatu. V obr. 2 jsou uvedeny rozsahy hodnot poměrů halogenů pro nekontaminovaná magmatická hydrotermální fluida a lze konstatovat shodu nebo podobnost některých analýz z Hor s charakteristikami těchto fluid. Tento typ fluid nelze zcela vyloučit vzhledem k tomu, že zájmová lokalita se nachází mezi dvěma významnými tělesy granitoidních hornin moldanubika (třebíčský masiv a centrální moldanubický pluton).

3. Další možností jsou tzv. „štitové solanky“ zahrnující i solanky Českého masivu (např. Pačes 1987). Tyto solanky vykazují zvýšené poměry Br/Cl ( $3,5 \cdot 10^{-3}$  až  $6,5 \cdot 10^{-3}$ ). Molární poměry I/Cl vykazují hodnoty mezi  $10 \cdot 10^{-6}$  a  $100 \cdot 10^{-6}$  (obr. 2). Původ těchto fluid je hledán v in-situ nízkoteplotních interakcích srážkové vody a hornin krystalinika, může však jít i o diageneticky modifikované fosilní mořské vody (Bottomley et al. 2002).

4. Posledním uvažovaným typem jsou fluida, jejichž vznik je spojen s vypařováním mořské vody nebo s rozpouštěním evaporitů (Carpenter 1978, Fontes a Matray 1993). Evaporací mořské vody vznikají solanky se zvýšenými hodnotami Br/Cl a I/Cl. Je to vysvětlováno tím, že do krystalové struktury chloridů vstupuje při jejich srážení jen velmi malé množství bromu a jódu (tyto prvky zůstávají ve zbytkovém roztoku). Rozpouštění evaporitů způsobuje vznik solanek s velmi nízkými poměry Br/Cl. Ke zvyšování molárních poměrů I/Cl může dojít i vlivem pozdější interakce fluid s organickou hmotou, která je silně obohacena o jód (Muramatsu a Wedepohl 1998, obr. 2).

**Závěry**

Ze všech diskutovaných možností lze považovat za dominantní zdroj fluid meteorickou vodu. Avšak vzhledem k poměrně variabilnímu složení roztoků v Horách, ať už se jedná o izotopové složení kyslíku či poměry halogenů, se nejedná o jednosložkový systém. Meteorická voda se zde míchala s dalším minimálně jedním genetickým typem fluid. Lze předpokládat, že mohlo dojít k interakci se solankami vznikajícími vypařováním mořské vody a rozpouštěním evaporitů. Zvýšené hodnoty I/Cl lze vysvětlit interakcí s organickou hmotou, naopak nižší hodnoty Br/Cl jsou pravděpodobně způsobeny rozpouštěním evapo-

lokality	Štůlně	Malý Štítek	Zákopy		
číslo vzorku	2	8	7	9	10
Li	34	56	43	28	42
Na	519	574	702	970	461
K	1004	356	554	512	380
Mg	202	61	22	39	7
Ca	3249	979	442	883	169
F	39	23	22	10	14
Cl	460	307	712	821	307
Br	0,8	0,7	2,4	2,8	1,4
I	0,4	0,4	0,2	<0,1	0,1
NO <sub>3</sub>	367	678	298	448	150
SO <sub>4</sub>	96	81	76	309	60
Br/Cl 10 <sup>3</sup>	0,8	0,9	1,5	1,5	2,1
I/Cl 10 <sup>6</sup>	215	341	60	<34	107
K/Na	1,1	0,4	0,5	0,3	0,5
Ca/Na	3,2	2,7	0,8	1,7	0,4
Li/Na	0,2	0,3	0,2	0,1	0,3

Tab. 2: Výsledky chemické analýzy výluhů fluidních inkluzí v křemenu (v ppb) a vypočítané molární poměry halogenů a vybraných kationtů.

Tab. 2: The results of crush-leach analyses of fluid inclusions in quartz (in ppb) and calculated molar ratios of halogens and selected cations.

ritů. Na složení hydrotermálních fluid se mohly podílet i roztoky magmatického původu nebo tzv. štítové solanky (viz obr. 2).

#### Poděkování

Autoři děkují prof. W. Prochaskovi za analýzu výluhů fluidních inkluzí a dr. B. Putlitz za analýzu izotopového složení kyslíku v křemenu. Práce je součástí projektu IGA UP PrF/2011/010 „Fluidní systémy moldanubika“ a souvisí částečně s problematikou řešenou mineralogicko-petrografickým odd. Moravského zemského muzea jako výzkumné organizace MK 000094862.

#### Literatura

- Boiron, M. Ch. – Barakat, A. – Cathelineau, M. – Banks, D. A. – Durisova, J. – Morávek, P. (2001): Geometry and P-V-T-X conditions of microfissural ore fluid migration: the Mokrsko gold deposit (Bohemia). – *Chemical Geology*, 173, 207–225.
- Bottomley, D. J. – Renaud, J. – Kotzer, T. – Clark, I. D. (2002): Iodine-129 constraints on residence times of deep marine brines in the Canadian Shield. – *Geology*, 30, 7, 587–590.
- Carpenter, A. B. (1978): Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. – *Oklahoma Geological Survey*, 79, 60–77.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. – *Science*, 133, 1 702–1 703.
- Dolníček, Z. – Fojt, B. – Prochaska, W. – Kučera, J. – Sulovský, P. (2009): Origin of the Zálesí U-Ni-Co-As-Ag/Bi deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. – *Mineralium Deposita*, 44, 81–97.
- Dudek, A. – Chlupáč, I. – Pouba, Z. – Vejnar, Z. – Zapletal, J. (1992): Krystalinikum a prevariské paleozoikum. – In: Chlupáč, I. – Štorch, P. (eds) Regionálně-geologické dělení Českého masívu na území České republiky. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 37, 4, 258–275. Praha.
- Fontes, J. Ch. – Matray, J. M. (1993): Geochemistry and origin of formation brines from the Paris basin, France: 1. Brines associated with Triassic salts. – *Chemical Geology*, 109, 149–175.
- Hoefs, J. (2004): *Stable Isotope Geochemistry*. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Koutek, J. (1924): O zlatonosném území v okolí Hor na jihozápadní Moravě. – *Časopis Vlasteneckého spolku musejního*, 35, 1–2, 1–5.
- Kříbek, B. – Žák, K. – Dobeš, P. – Leichmann, J. – Pudilová, M. – René, M. – Scharm, B. – Scharmová, M. – Hájek, A. – Holeczy, D. – Hein, U. F. – Lehmann, B. (2009): The Rožná uranium deposit (Bohemian massif, Czech Republic): shear zone-hosted, late Variscan and post-Variscan hydrothermal mineralization. – *Mineralium Deposita*, 44, 99–128.
- Malec, J. (1988): Výzkum zlata a doprovodných minerálů z vybraných oblastí v Českém masívu. – Ústav nerostných surovin Kutná Hora.
- Muramatsu, Y. – Wedepohl, K. H. (1998): The distribution of iodine in the earth's crust. – *Chemical Geology*, 147, 201–216.
- Novák, M. – Vile, M. A. – Bottrell, S. H. – Štěpánová, M. – Jačková, I. – Buzek, F. – Přečková, E. – Newton, R. J. (2005): Isotope systematics of sulfate – oxygen and sulfate – sulfur in six European peatlands. – *Biogeochemistry*, 76, 187–213.
- Pačes, T. (1987): Hydrochemical evolution of saline waters from crystalline rocks of the Bohemian Massif (Czechoslovakia). In: Fritz, P. – Frapé, S. K. (eds) *Saline water and gases in crystalline rocks*. – *Geological Association of Canada, Special Paper*, 145–156.
- Potočková, T. – Dolníček, Z. – Houzar, S. – Škrdla, P. – Vokáč, M. (2010): Primární zlatonosná mineralizace v okolí Hor u Předína, západní Morava. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 95, 1, 83–104.
- Taylor, H. P. (1974): The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. – *Economic Geology*, 69, 843–883.
- Veselý, J. – Straka, L. – Hron, M. – Mikšiči, J. – Václavěk, V. – Pertoldová, J. – Malec, J. – Šimek, K. – Kopecký, P. – Obst, P. (1988): Dílčí závěrečná zpráva úkolu Český masív – ověřování prognóz Au 01 81 2101, Opatovsko-svojkovický revír. – *Geofond Praha*.
- Veselý, J. (1992): Moravské moldanubikum. – In: Morávek, P. – Aichler, J. – Doškář, Z. – Duda, J. – Ďurišová, J. – Hauk, J. – Janatka, J. – Kalenda, F. – Klomínský, J. – Květoň, P. – Litochleb, J. – Malec, J. – Mrázek, I. – Novák, F. – Pouba, Z. – Pudilová, M. – Punčochář, M. – Skácel, J. – Soukup, B. – Studničná, B. – Sztacho, P. – Šponar, P. – Tásler, R. ml. – Váňa, T. – Vaněček, M. – Veselý, J.: *Zlato v Českém masívu*. – *Český geologický ústav*, 118–120.
- Vokáč, M. – Houzar, S. – Škrdla, P. (2008): Dolování zlata v širším okolí Hor u Předína na západní Moravě: dějiny výzkumů, historie dolování, topografie a archeologie lokalit a přehled geologických poměrů. – *Sborník semináře Stříbrná Jihlava 2007*, 1–30.
- Zheng, Y. F. (1993): Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 1 079–1 091.

# ANOMÁLNĚ VYSOKÉ OBSAHY URANU V TAKTITECH A REAKČNÍCH SKARNECH PLÁŠTĚ ŽULOVSKÉHO MASIVU

Anomalously high uranium contents in tactites and reaction skarns of the Žulová Massif mantle

Jiří Zimák

Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(14-22 Jeseník)

**Key words:** Žulová Massif mantle, tactite, reaction skarn, laboratory gamma-spectrometry

## Abstract

Tactites and reaction skarns composed mainly of grossular, vesuvianite, epidote, diopside, wollastonite and quartz occur in the Žulová Massif mantle. Contents of uranium and thorium were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in 155 samples of the mentioned rocks. The uranium contents are anomalously high and reach up to 81 ppm eU in grossular-vesuvianite skarns. Uranium concentrations in vesuvianite separates are three to five times higher than those in grossular separates and thus vesuvianite can be considered the main uranium-hosting mineral in the studied rocks.

## Úvod

V plášti žulovského masivu jsou klasické výskyty taktitů (pravých kontaktních skarnů), vytvořených na styku granitů, pegmatitů nebo aplitů s mramory, a také tzv. reakčních skarnů (bimetasomatických zón mezi pararulami a mramory) v bezprostřední blízkosti kontaktu s granitoidy. Při studiu přirozené radioaktivity skarnů obou genetických typů v nich byly zaznamenány anomálně vysoké obsahy uranu a často i zvýšené obsahy thoria.

Ve studované oblasti se taktity vyskytují na klasických mineralogických lokalitách například ve Vycpálkově lomu u Vápenné, Jaškově lomu u Žulové a v lomech u Starého Podhradí (např. „Hagenwasserbruch“ v katastru obce Vápenná). Reakční skarny s wollastonitem, grossularem (hesonitem), vesuvianem, epidotem, diopsidem a dalšími minerály byly zjištěny na několika lokalitách na Boží hoře a také na Borovém vrchu u Žulové. Na formování skarnů v plášti žulovského plutonu měla prokazatelný vliv magmatogenní fluida (Losos a Brož 2002), s nimiž lze spojovat přínos wolframu (projevující se přítomností scheelitu) a také uranu a thoria.

## Vzorky a metody

K výzkumu byl použit soubor 155 vzorků shromážděných autorem této zprávy v průběhu let 1977–2010, reprezentujících oba genetické typy skarnů. Vzorky pocházejí z deseti lokalit (viz tab. 1). Lokality Borový vrch, Jaškův lom a Vycpálkův lom jsou obecně známy, údaje o mineralogických poměrech na těchto lokalitách uvádí např. Kruťa (1973), Pauliš (2001), Zimák a Novotný (2002). Jako Nová Červená Voda je označen lom ležící cca 1 km s. od lomu s původním názvem „Hagenwasserbruch“; jižní část lomu, z něž pochází studovaný materiál, leží na katastrálním území Nová Červená Voda, severní část lomu je v k. ú. Vápenná. Šest lokalit je situováno na jv. svahu Boží hory (dále

jen BH) u Žulové: BH-1 (výkop v lese, cca 6 m s. od hrany jámového lomu s lokalitou BH-2), BH-2 (jámový lom cca 200 m jjv. od vrcholu BH), BH-3 (výkop v lese, cca 40 m z. od okraje lomu s BH-2, cca 35 m jižně od XII. zastavení křížové cesty), BH-4 (lom cca 300 m jv. od vrcholu BH), BH-5 (jámový lom cca 400 m jjv. od vrcholu BH) a BH-6 (výkop na poli cca 800 m jv. od vrcholu BH, mezi lokalitou Korálové jámy a lomem firmy Ralux). Mineralogii všech šesti lokalit se zabývá Blažková (2002), lokalitou BH-4 také Losos et al. (2002) a BH-6 Novotný a Zimák (2001).

Pomocí laboratorního gamaspektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm<sup>3</sup> (průměr 76 mm, délka 76 mm) byly ve vzorcích skarnů stanoveny obsahy draslíku (na základě <sup>40</sup>K), uranu a thoria (u obou prvků na základě dceřiných izotopů, proto je dále uváděno eU a eTh). Doba měření: 1 800 sekund. Meze detekce pro jednotlivé prvky: K = 0,5 hm. %, eU = 1,5 ppm, eTh = 1,5 ppm. Metodicky správný postup vyžaduje rozdrčení analyzovaných vzorků a jejich uzavření do krabiček o objemu 250 ml. Většina ze studovaných vzorků byla měřena v původním stavu, tedy neměla pro měření ideální geometrii (hmotnost jednotlivých vzorků se pohybovala v rozpětí 300 až 900 gramů) – výsledky měření proto mohou být zatíženy určitou chybou, která však nedosahuje 10 % z naměřených hodnot. Obsahy draslíku byly ve všech vzorcích pod mezí detekce, a proto nejsou dále již uváděny. Při výpočtu průměrných obsahů uranu a thoria byly hodnoty eU a eTh pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 1 ppm.

## Výsledky a diskuze

Výsledky všech provedených gamaspektrometrických měření jsou sumarizovány v tabulce 1. Za zásadní lze považovat tyto poznatky:

1. Obsahy uranu v taktitech a reakčních skarnech v plášti žulovského plutonu jsou anomálně vysoké (klark

lokality	n	eU (ppm)				eTh (ppm)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
Boží hora - 1	23	<1,5	26,4	3,1	6,3	<1,5	21,6	2,6	4,6
Boží hora - 2	9	<1,5	31,3	6,6	11,1	<1,5	25,0	3,9	8,6
Boží hora - 3	16	<1,5	39,8	11,6	13,6	<1,5	139,4	12,7	20,8
Boží hora - 4	12	2,0	81,3	7,3	17,9	<1,5	27,2	8,2	9,0
Boží hora - 5	9	<1,5	49,0	4,5	14,3	2,2	52,4	34,5	27,6
Boží hora - 6	8	<1,5	5,8	1,0	1,7	<1,5	3,0	<1,5	<1,5
Borový vrch	44	<1,5	44,5	7,8	11,0	<1,5	31,4	2,2	5,5
Jaškův lom	9	<1,5	22,8	8,7	9,7	2,5	42,4	4,7	11,4
Vycpálkův lom	8	<1,5	50,8	2,4	14,7	<1,5	43,1	7,8	15,2
Nová Červená Voda	17	<1,5	27,0	5,5	6,5	<1,5	80,1	<1,5	7,9

Tab. 1: Obsahy uranu a thoria v taktitech a reakčních skarnech (n = počet vzorků).  
 Tab. 1: Uranium and thorium contents in tactites and reaction skarns (n = number of samples).

uranu je 2,5–3 ppm); jde o nejvyšší obsahy uranu zjištěné v horninách silezika. Ve studovaném souboru vzorků byl nejvyšší obsah uranu (81 ppm eU) stanoven ve vzorku tvořeném převážně křemenem a subparalelně uspořádanými stěbly zelenohnědého vesuvianu z lokality BH-4. Materiál z této lokality (zahrnující jak taktit, tak reakční skarny) vykazuje i nejvyšší průměrný obsah uranu (18 ppm eU).

2. V taktitech a reakčních skarnech v plášti žulovského plutonu se dosud nepodařilo zjistit žádný uranový minerál. Z porovnání nerostného složení jednotlivých vzorků se stanoveným obsahem uranu je zcela zřejmé, že uran je přednostně vázán na vesuvian a snad i na grossular (relativně vysoké obsahy uranu v obou minerálech jsou známy z jiných oblastí – viz např. Himmelberg a Miller 1980, Smith et al. 2004). Nutno poznamenat, že v mnoha vzorcích tvořených v podstatném množství vesuvianem nebo grossularem anomálně vysoké obsahy uranu zjištěny nebyly. Tato poznámka platí jak pro jednotlivé lokality, tak i pro oba geneticky odlišné typy skarnů (taktity a reakční skarny).

Ze dvou slabě navětralých vzorků skarnu z Borového vrchu složených hlavně z grossularu a vesuvianu (zhruba v poměru 1 : 1) byly po jejich rozdrčení připraveny vždy dvě frakce, z nichž jedna byla tvořena převážně granátem, druhá hlavně vesuvianem. V každé z těchto frakcí byl gamaspektrometricky stanoven obsah uranu. Bylo prokázáno, že v obou vzorcích je většina uranu vázána na vesuvian (frakce s dominancí vesuvianu měly obsah uranu 3–5× vyšší než granátová frakce).

Lokalita BH-6 se od všech ostatních lokalit liší nejen absencí vesuvianu (viz Novotný a Zimák 2001), ale i jen

nízkými obsahy uranu v celém souboru vzorků z této lokality (viz data v tab. 1). I to by mohlo naznačovat, že hlavním nositelem uranu ve studovaných horninách je právě vesuvian. Uran sice může být přítomen ve struktuře vesuvianu (a také granátu), ale může být vázán i na inkluze U-minerálů, vyskytující se přednostně ve vesuvianu (či granátu). I když leštěné výbrusy a komponované nábrusy ze vzorků pocházejících ze všech 10 lokalit byly autorem studovány i v odražených elektronech (na PŘF MU Brno na přístrojích CAMSCAN a Cameca SX100), žádné inkluze U-minerálů v nich zjištěny nebyly. Obsahy uranu v granátu, vesuvianu, epidotu a dalších silikátech nebyly WDX analýzami sledovány.

3. Některé vzorky studovaných skarnů mají zvýšený obsah thoria (až 139 ppm eTh). Nejvyšší obsahy thoria byly stanoveny v partiích tvořených dominantně granátem a vesuvianem a také v křemen-vesuvianových partiích. Thorium může být vázáno na granát, vesuvian i epidot (použitými metodami se však nositele thoria nepodařilo odhalit). Příčinou vysokých obsahů thoria může být i přítomnost allanitu-(Ce), jenž byl zcela výjimečně zjištěn ve výbrusech.

### Závěry

1. Taktity a reakční skarny v plášti žulovského plutonu často mají anomálně vysoké obsahy uranu. Na devíti z deseti studovaných lokalit jsou průměrné obsahy uranu v rozpětí 6,3 až 17,9 ppm eU, v jednom z horninových vzorků bylo zjištěno až 81 ppm eU.

2. Ve studovaných vzorcích nebyl zjištěn žádný uranový minerál, a to ani v podobě inkluzí rozlišitelných v elektronovém obrazu. Porovnání stanovených obsahů uranu s nerostným složením jednotlivých vzorků ukazuje, že uran je přednostně vázán na partie bohaté vesuvianem a někdy i na partie s dominancí granátů.

3. Některé vzorky mají zvýšený obsah thoria (až 139 ppm eTh), které může být vázáno na vesuvian, granát, epidot i na akcesoricky přítomný allanit-(Ce).

4. Zdroj relativně vysokých obsahů uranu a thoria v taktitech a reakčních skarnech v plášti žulovského plutonu dosud nebyl jednoznačně určen.



**Literatura**

- Blažková, I. (2002): Kontaktní minerály na Borovém vrchu a Boží hoře u Žulové. – MS, diplomová práce PřF UP Olomouc.
- Himmelberg, G. R. – Miller, T. P. (1980): Uranium- and thorium-rich vesuvianite from the Seward Peninsula, Alaska. – *American Mineralogist*, 65, 1 020–1 025.
- Kruťa, T. (1973): Slezské nerosty a jejich literatura. – Moravské muzeum v Brně.
- Losos, Z. – Brož, M. (2002): Paragenese a chemismus bimetasomatických kontaktních zón žulovského masivu. – Sborník „Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat“, 59–62.
- Losos, Z. – Zimák, J. – Novotný, P. (2002): Lokalita č. 8. Žulová – Boží hora. Bimetasomatická kontaktní zóna. – In: Zimák, J. et al.: Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách v okolí Javorníku, Jeseníku a Zlatých Hor, 20–21. Vydavatelství UP Olomouc.
- Novotný, P. – Zimák, J. (2001): Výskyt taktitu poblíž lokality „Korálové jámy“ u Žulové. – *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze*, 9, 238–240.
- Novotný, P. – Zimák, J. (2002): Lokalita č. 11. Vápenná – Vycpálkův lom. Klasické naleziště kontaktní minerálů. – In: Zimák, J. et al.: Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách v okolí Javorníku, Jeseníku a Zlatých Hor, 27. Vydavatelství UP Olomouc.
- Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. – Kutná Hora.
- Smith, M. P. – Henderson, P. – Jeffries, T. E. R. – Long, J. – Williams, C. T. (2004): The rare earth elements and uranium in garnets from the Beinn an Dubhaich aureole, Skye, Scotland, UK: constraints on processes in a dynamic hydrothermal system. – *Journal of Petrology* 45, 3, 457–484.
- Zimák, J. – Novotný, P. (2002): Lokalita č. 7. Žulová – Borový vrch. Naleziště hesonitu a vesuvianu. – In: Zimák, J. et al.: Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách v okolí Javorníku, Jeseníku a Zlatých Hor, 18–19. Vydavatelství UP Olomouc.

# TOKY CO<sub>2</sub> Z KRASOVÝCH PŮD DO VNĚJŠÍ ATMOSFÉRY

CO<sub>2</sub> fluxes from karst soils into external atmosphere

Martin Blecha<sup>1,2</sup>, Jiří Faimon<sup>1</sup>, Jana Podhrázká<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: faimon@sci.muni.cz

<sup>2</sup> Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i. (VÚMOP, v. v. i.), Žabovřeská 250, 256 27 Praha 5 – Zbraslav

(24-41 Vyškov)

**Key words:** atmosphere, CO<sub>2</sub>, concentration, fluxes, soil, Moravian Karst

## Abstract

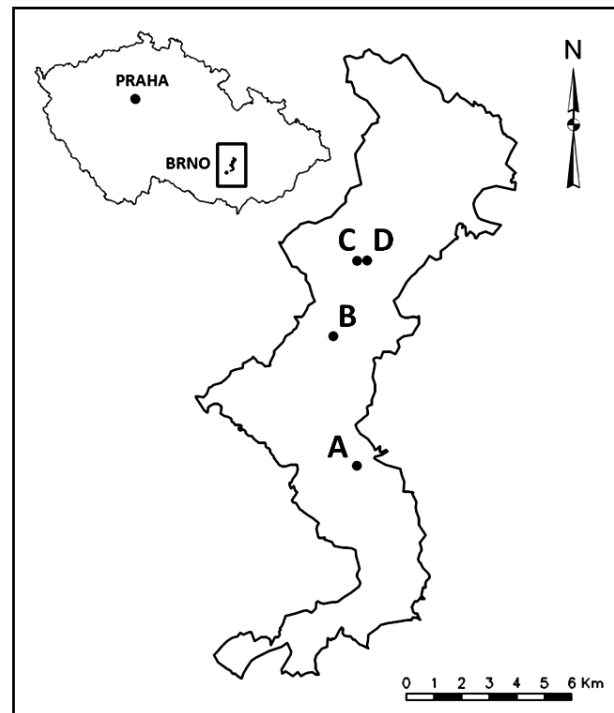
CO<sub>2</sub> fluxes from soils into external atmosphere were studied at selected sites of the Moravian Karst. CO<sub>2</sub> escaping from soil surface was gathered in a special measuring chamber. From time evolution of the CO<sub>2</sub> concentration in the chamber, CO<sub>2</sub> fluxes and soil CO<sub>2</sub> concentrations were calculated. Both the fluxes and concentrations showed strong seasonality at all sites with maximum during the spring-summer season and minimum during autumn-winter season. The maximum of CO<sub>2</sub> fluxes and concentrations reached  $6 \times 10^{-6} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  and 2000 ppmv, respectively. The CO<sub>2</sub> fluxes were significantly affected by rainfall.

## Úvod do problematiky

Role CO<sub>2</sub> je v karbonátových krasových systémech nezastupitelná: parciální tlaky CO<sub>2</sub> jsou řídicí proměnnou krasových procesů jako je (i) rozpouštění karbonátových hornin v epikrasu (Ford – Williams 2007, Stumm – Morgan 1996), (ii) růst speleotém v jeskynních systémech (Faimon et al. 2000, Fairchild et al. 2006), (iii) případně i koroze speleotém (Sarbu – Lascu 1997, Baldini et al. 2006). Významným zdrojem CO<sub>2</sub> jsou půdy, ve kterých je CO<sub>2</sub> produkováno (1) autotrofním dýcháním kořenového systému vegetačního pokryvu a (2) heterotrofní biodegradací organického detritu (Kuzakov – Cheng 2001, Kuzakov 2006). Heterotrofní mikrobiální aktivita, která transformuje organický C na CO<sub>2</sub>, převládá ve spodních partiích půdního profilu (Fierer et al. 2005). Kromě vlivu na globální cykly uhlíku lze z toků CO<sub>2</sub> do atmosféry odhadovat i toky do podloží (vadózní zóny), ať už přímo (CO<sub>2</sub> difunduje do všech směrů v závislosti na koncentračním gradientu) nebo zprostředkovaně vsakujícími se krasovými vodami (Ford – Williams 2007).

Produkce CO<sub>2</sub> v půdách závisí na celé řadě faktorů, primárně na teplotě a vlhkosti půdní atmosféry. Dále se uplatňuje hloubka a charakter půdního profilu, množství a povaha organického detritu (odvozená od typu, hustoty a stáří vegetačního pokryvu), úhrny srážek, fotosyntéza rostlin, intenzita slunečního záření a různé antropogenní vlivy (např. intenzivní zemědělská činnost). Koncentrace CO<sub>2</sub> v půdním vzduchu jsou mnohonásobně vyšší (běžně kolem 1,0 obj. %) než v atmosféře (0,038 obj. %). Někteří autoři uvádí, že až 75 % veškerého CO<sub>2</sub> v půdách je produkováno v prvních 20 cm půdního profilu (Jassal et al. 2005). Klíčová je humusová vrstva, která dodává do půdního profilu až 37 % veškerého CO<sub>2</sub> (Zimmermann et al. 2009). Koncentrace CO<sub>2</sub> v půdním profilu vykazují výrazné denní a sezónní oscilace s maximy během letních měsíců.

Předpokládá se, že směrem do hlubších partií půdního profilu narůstá koncentrace CO<sub>2</sub> a dochází k mazání výrazných denních i sezónních výkyvů v produkci půdního CO<sub>2</sub>, protože teplota, která tyto výkyvy především řídí, se uplatňuje pouze ve svrchních partiích půdního profilu (Nakadai et al. 2002, Hashimoto et al. 2007). V chladných měsících přispívají nejvýrazněji k celkové produkci CO<sub>2</sub> spodní vrstvy půdního profilu (Hashimoto et al. 2007).



Obr. 1: Mapka místa studia (Moravský kras). Detaily vzorkovacích míst jsou uvedeny v textu.

Fig. 1: Sites of study (Moravian Karst). Details on monitoring sites are given in text.

**Metodika**

**Místo měření**

Pro monitoring byly na území CHKO Moravský kras vybrány 4 lokality s odlišným vegetačním pokryvem: (A) lokalita na k. ú. Březina v blízkosti jeskyně Výpustek v listnatém lese, (B) lokalita na k. ú. Rudice v monokulturním jehličnatém lese, (C) neobdělávaná louka na Harbešské plošině s travnatým porostem a (D) zemědělsky využívaná orná půda (pole) tamtéž (viz obr. 1). Monitoring probíhal v měsíčních intervalech od ledna 2011 do ledna 2012. V květnu 2011 byl monitoring proveden 2×, před silnými dešti a bezprostředně po nich.

**Způsob měření**

CO<sub>2</sub> uvolňovaný z povrchu půdy o celkové ploše S = 0,09 m<sup>2</sup> byl shromažďován ve speciální měřicí komoře o objemu V = 9 l. Koncentrace CO<sub>2</sub> v komoře byla detekována pomocí univerzálního měřiče ALMEMO 2290-4 V5 s detektorem FT A600-CO2H (Ahlborn, Německo). Krok detekce byl 1 minuta, celková délka měření 25 minut a více, dokud koncentrace CO<sub>2</sub> v komoře nedosáhly stacionárního stavu. Zpracování dat proběhlo v programu Microsoft Excel v. 10.

**Výsledky a jejich diskuze**

Naměřená data, tj. časové řady  $c_{CO_2} = f(t)$  (kde  $c_{CO_2}$  je koncentrace CO<sub>2</sub> v ppmv a  $t$  je čas v minutách) byly proloženy obecnou exponenciální funkcí

$$c_{CO_2} = c_0 + \left( \frac{b_1}{b_2} \right) (1 - e^{-b_2 t}), \tag{1}$$

kde  $c_0$  odpovídá počáteční koncentraci CO<sub>2</sub> (v čase  $t = 0$ ),  $t$  je čas.  $b_1$  a  $b_2$  jsou parametry funkce. Derivace této funkce odpovídá nárůstu koncentrace CO<sub>2</sub> uvnitř měřicí komory v čase

$$\frac{dc_{CO_2}}{dt} = b_1 e^{-b_2 t} \tag{2}$$

Hodnota derivované funkce v čase  $t = 0$  je úměrná toku CO<sub>2</sub> z půdy

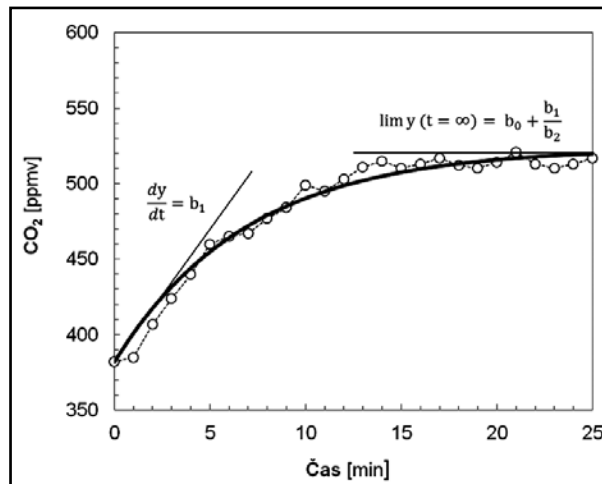
$$\frac{dc_{CO_2}}{dt} (t = 0) = b_1 \tag{3}$$

Pro koncentraci CO<sub>2</sub> ve stacionárním stavu  $c_{CO_2}^{ss}$ , tj. v čase  $t = \infty$  platí

$$c_{CO_2}^{ss} = c_0 + \frac{b_1}{b_2} \tag{4}$$

Regresí dat (proložením dat rovnicí (1) metodou nejmenších čtverců za pomoci funkce SOLVER/ŘEŠITEL v programu MS EXCEL) byly pro každou sadu měření určeny parametry  $c_0$ ,  $b_1$  a  $b_2$  (obr. 2). Dosazením parametrů do rovnice (4) byla zjištěna koncentrace  $c_{CO_2}^{ss}$ . Po přepočtu monitorované plochy povrchu půdy z 0,09 m<sup>2</sup> na 1 m<sup>2</sup>, koncentrace CO<sub>2</sub> v měřicí komoře o objemu V ~ 9 litrů na látkové množství v molech a času z minut na sekundy byly z hodnot parametru  $b_1$  určeny hmotové toky CO<sub>2</sub> v mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>.

V jehličnatém lese dosahovala maxima v tocích CO<sub>2</sub> (červen a červenec) až 6 × 10<sup>-6</sup> mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>. Koncentrace CO<sub>2</sub> v půdní atmosféře lehce překročily 1 000 ppmv. Minima v koncentracích a tocích CO<sub>2</sub> odpovídala období



Obr. 2: Regrese dat exponenciální funkcí.  
Fig. 2: Data fitting by exponential function.

vegetačního klidu od listopadu do února. V listnatém lese byly pozorovány zvýšené koncentrace půdního CO<sub>2</sub> od května do července a to až 2 000 ppmv. Maxima v tocích CO<sub>2</sub> (květen) dosahovala 5 × 10<sup>-6</sup> mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>. Půdy staré louky dosahovaly maxima (květen–červenec) 900 ppmv, tok CO<sub>2</sub> byl 4 × 10<sup>-6</sup> mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>. Útlum v produkci CO<sub>2</sub> nastal koncem září a trval až do konce února (minimální až nulové toky). Koncentrace CO<sub>2</sub> a toky z půd obdělávaného pole vykazovaly pozvolný nárůst od měsíce března a útlum v srpnu po sklizni. Koncentrace se pohybovaly kolem 500 ppmv a toky kolem 1 × 10<sup>-6</sup> mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>. Výrazný nárůst a maxima byla zaznamenána v červenci, až 1 000 ppmv a tok 4 × 10<sup>-6</sup> mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup> bezprostředně před sklizní řepky olejné. Toky z půd směrem do vnější atmosféry tak dosahovaly řádově hodnot tuny CO<sub>2</sub> na hektar a rok.

Zásadní vliv na monitorované proměnné měly srážky: v období po vydatných deštích se koncentrace CO<sub>2</sub> v detekční komoře blížila koncentraci ve vnější atmosféře s minimálními až nulovými toky. Díky dešti zřejmě došlo k zaplnění půdních pórů a k nasycení půdy vodou. Důsledkem tohoto jevu bylo snížení difúzní schopnosti CO<sub>2</sub> a omezená migrace do atmosféry.

Výsledky jsou v dobré shodě s jinými autory. Např. Frank et al. (2002) uvádí na semiaridních loukách, kde se teplota v době vegetačního růstu pohybovala kolem 10 °C, průměrný tok kolem 1 × 10<sup>-6</sup> mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup> (tato studie pro podobné teploty na louce cca 2 × 10<sup>-6</sup> mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>). Jassal et al. (2005) uvádí pro boreální les při  $t = 18$  °C maximální toky CO<sub>2</sub> až 7 × 10<sup>-6</sup> mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup> se 40% poklesem po výrazném dešti (tato studie určila toky z půd v jehličnatém lese až 6 × 10<sup>-6</sup> mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup> s poklesem o 50 %).

**Závěr**

Na všech sledovaných lokalitách Moravského krasu vykazovaly koncentrace půdního CO<sub>2</sub> a toky CO<sub>2</sub> do venkovní atmosféry podobnou sezónní závislost, tedy maxima během jarních/letních měsíců a minima v podzimních/zimních. Maximální hodnoty koncentrací půdního CO<sub>2</sub> se pohybovaly kolem 2 000 ppmv a toky CO<sub>2</sub> kolem 6 × 10<sup>-6</sup> mol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>. Zvýšené toky byly pozorovány v listnatém lese, naopak toky CO<sub>2</sub> z obdělávaného pole byly oproti ostatním

lokalitám nižší. Zásadní vliv na velikost výstupních toků měly dešťové srážky, které snižovaly propustnost půd.

Panuje všeobecný konsensus, že toky CO<sub>2</sub> do krasového podloží jsou zhruba o řád nižší než do vnější atmosféry, především díky výrazně nižší propustnosti a vyšší mocnosti vadózní zóny. Pokud jsou tedy měřené hodnoty toků CO<sub>2</sub> z krasových půd Moravského krasu do vnější atmosféry řádově  $X \times 10^{-6} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , nelze uvažovat toky ve směru vadózní zóny resp. jeskyní převyšující  $X \times 10^{-7} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ .

### Poděkování

Autoři děkují recenzentovi J. Zemanovi za věcné připomínky. Příspěvek vznikl za podpory výzkumných záměrů MSM0021622412 MŠMT a MZE0002704902 MZe ČR.

### Literatura

- Baldini, J. U. L. – Baldini, L. M. – McDermott, F. – Clipson, N. (2006): Carbon dioxide sources, sinks, and spatial variability in shallow temperate zone caves: Evidence from Ballynamindra Cave, Ireland. – *Journal of Cave and Karst Studies* 68, 4–11.
- Faimon, J. – Štelcl, J. – Zimák, J. – Slavík, P. (2000): Dynamika skapových vod (Císařská jeskyně, Moravský kras). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1999*, 147–149.
- Fairchild, I. J. – Tuckwell, G. W. – Baker, A. – Tooth, A. F. (2006): Modelling of dripwater hydrology and hydrogeochemistry in a weakly karstified aquifer (Bath, UK): Implications for climate change studies. – *Journal of Hydrology* 321, 213–231.
- Fierer, N. – Chadwick, O. A. – Trumbore, S. E. (2005): Production of CO<sub>2</sub> in Soil Profiles of a California Annual Grassland. – *Ecosystems* 8, 412–429.
- Ford, D. C. – Williams, P. (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. – Wiley; Revised edition.
- Frank, A. B. – Liebig, M. A. – Hanson, J. D. (2002): Soil carbon dioxide fluxes in northern semiarid grasslands. – *Soil Biology & Biochemistry* 34, 1 235–1 241.
- Hashimoto, S. – Tanaka, N. – Kume, N. – Yoshifuji, N. – Hotta, N. – Tanaka, K. – Suzuki, M. (2007): Seasonality of vertically partitioned soil CO<sub>2</sub> production in temperate and tropical forest. – *Journal of Forest Research* 12, 209–221.
- Jassal, R. – Black, A. – Novak, M. – Morgenstern, K. – Nestic, Z. – Gaumont-Guay, D. (2005): Relationship between soil CO<sub>2</sub> concentrations and forest-floor CO<sub>2</sub> effluxes. – *Agricultural and Forest Meteorology* 130, 176–192.
- Kuzyakov, Y. – Cheng, W. (2001): Photosynthesis controls of rhizosphere respiration and organic matter decomposition. – *Soil Biology & Biochemistry* 33, 1 915–1 925.
- Kuzyakov, Y. (2006): Sources of CO<sub>2</sub> efflux from soil and review of partitioning methods. – *Soil Biology & Biochemistry* 38, 425–448.
- Nakada, T. – Yokozawa, M. – Ikeda, H. – Koizumi, H. (2002): Diurnal changes of carbon dioxide flux from bare soil in an agricultural field in Japan. – *Applied Soil Ecology* 19, 161–171.
- Sarbu, S. M. – Lascu, C. (1997): Condensation corrosion in Movile cave, Romania. – *Journal of Cave and Karst Studies* 59, 99–102.
- Stumm, W. – Morgan, J. J. (1996): *Aquatic Chemistry: Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters*. – Wiley-Interscience; 3<sup>rd</sup> edition.
- Zimmermann, M. – Meir, P. – Bird, M. – Malhi, Y. – Ccahuana, A. (2009): Litter contribution to diurnal and annual soil respiration in a tropical montane cloud forest. – *Soil Biology & Biochemistry* 41, 1 338–1 340.

# KORELACE VELKOMORAVSKÝCH MALT, NEDOPALU A VÁPENCŮ Z LOKALITY BŘECLAV-POHANSKO S VÁPENCI VYTIPOVANÉ PROVENIENCE

Correlation of Great Moravian mortars, underburned limestones and limestones from the Břeclav-Pohansko site with limestones of various provenance

Miroslava Gregerová, Dalibor Všianský, Ludmila Kurdíková

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: mirka@sci.muni.cz

(34-23 Břeclav)

*Key words: limestones, historical mortars, chemical composition*

## Abstract

The paper gives an overview of identification possibilities of limestones source used for lime burning in the Břeclav-Pohansko archaeological site based on their chemical composition and comparison with mortars. Limestones from three sites were examined: Skalica, Holíč, Hlohovec and Pálava hill. The chemical compositions of limestones were compared with composition of mortars and thermally undecomposed limestones from mortars. Hlohovec was excluded as a source site based on the results.

## Úvod

Vápenné malty svými strukturními znaky a barvou odpovídají hrubě zrnitým pískovcům až jemně zrnitým slepencům s karbonátovým tmelem. Aplikace petrografických metod v oblasti maltovin dovoluje získat základní informace o skladbě plniva a pojiva. Mikropetrografické studium je často nenahraditelným zdrojem pro určení minerální a horninové povahy a velikosti částic plniva, charakteristiku jejich tvaru a posouzení mikrostruktury.

Název plnivo je používán pro označení klastických složek malt, které velikostí nejčastěji odpovídají pískové až drobné šterkové frakci. Historické vápenné malty obsahují klasty výpalem nerozložených nebo jen částečně rozložených vápenců (tzv. vápenný nedopal). Pojivo historických malt je mikrokrytalické příp. jemně krystalické. Původní kryptokrystalický charakter pojiva (tzv. hašeného vápna) je „smazán“ následnou rekrystalizací za vzniku mikritového karbonátu. Hašené vápno stmeluje zrna plniva a reakcí se vzdušným CO<sub>2</sub> se zpevňuje a vzniká karbonátový tmel. Ve většině českých a moravských historických malt převažuje v pojivu kalcit, méně často lze identifikovat aragonit a vaterit. Součástí pojiva bývají příměsi jemných prachových a jílových částic.

Přehled o historických omítkách, technologických postupech jejich přípravy, identifikaci vápenných pojiv, vlivu a charakteru používaných přísad uvádí Hošek – Muk (1990), Kotlík (1999) a Hošek – Losos (2007). Používané materiály, technologii přípravy vzdušných malt a jejich aplikace na historických omítkách sledovala Rovnaníková (2003, 2004). Historii výroby vápna a jeho vlastnosti popsala Rovnaníková (2009).

Petrografickou a geochemickou charakteristiku malt a omítek kostela sv. Petra a Pavla v Brně podali Gregerová – Vlček (1994). Petrografické rozborů malt, mikropetrografické analýzy a možnost relativního datování podle stupně

degradace pojiva uveřejnili Gregerová (2000), Prix – Zezula (2000), Gregerová – Pospíšil (2001), Gregerová – Hložek (2003) a Gregerová et al. (2010).

Orientační chemické studium malt v rámci prováděného geofyzikálního výzkumu románské rotundy sv. Kateřiny ve Znojmě předložili Bílý et al. (1996) a Zeman – Růžičková (1996).

Studiem vlivu solí a mikroflóry na sanační omítky se zabývaly Gregerová – Zapletalová. (2003).

Č. vz.	Druh	Lokalizace	Původ
1	malta	M2; obj. 34, zárové pohřebiště	Pohansko
2	malta	M3; F046, SVP 2009, i. č. 242558	Pohansko
3	nedopal	B 64-35, PVR 23	Pohansko
4	nedopal	B 65-33, PVR 01	Pohansko
5	malta	M11; B 64-35, PVR 23; růžová	Pohansko
6	malta	M10; A 9-57, i. č. P 9785/30; hlazená	Pohansko
7	malta	M16; F 40, severní předhradí	Pohansko
8	nedopal	F 40, severní předhradí	Pohansko
9	malta	M17; kostel č. 1 sv. od schodů	Pohansko
10	omítka	M22; kostel č. 1 omítka, přístavek čs. 605	Pohansko
11	nedopal	SVP 2009, hrob 72	Pohansko
12	nedopal	F 040, sch. B 64-35, SVP 2009, i. č. P 242496	Pohansko
13	vápenec	vápenec z výchozu	Holíč
14	vápenec	vápenec z výchozu	Hlohovec
15	vápenec	vápenec z výchozu	Skalica
16	vápenec	vápenec z výchozu	Pálava

Tab. 1: Lokalizace a charakteristika analyzovaných vzorků fragmentů velkomoravských malt, nedopalů a vápenců z lokality Břeclav-Pohansko a vápenců vytipované provenience.

Tab. 1: Localization and characteristics of analyzed samples of Great Moravian mortars, underburned limestones and limestones from the Břeclav-Pohansko site and limestones of assumed provenance.

Č. vzorku	1	2	5	6	7	9	10
<b>Materiál</b>	malta	malta	malta	malta	malta	malta	omítka
<b>Lokalizace</b>	M2; obj. 34, zárové pohřebiště,	M3; F046, SVP 2009, i. č. 242558	M11; B 64-35, PVR 23; růžová	M 10; A 9-57, i. č. P 9785/30; hlazená	M16; F 40, severní předhradí	M17; kostel č. 1 sv. od schodů	M22; kostel č. 1 omítka, přístavek čs. 605
<b>Barva</b>	šedá	světle okrová	růžová	šedobílá hutná	šedá	světle hnědá, našedlá	světle hnědá, našedlá
<b>Granulometrie</b>	>10 mm: 12 %	>10 mm: 9 %	>10 mm: 9 %	>10 mm: 2 %	>10 mm: 14 %	>10 mm: 7 %	>5 mm: 5 %
	>5 mm: 15 %	>5 mm: 12 %	>5 mm: 17 %	>5 mm: 3 %	>5 mm: 9 %	>5 mm: 3 %	<1 mm: 10 %
	<1 mm: 33 %	<1 mm: 42 %	<1 mm: 41 %	<1 mm: 48 %	<1 mm: 46 %	<1 mm: 52 %	<1 mm: 36 %
	<1 mm: 42 %	<1 mm: 35 %	<1 mm: 33 %	<1 mm: 33 %	<1 mm: 31 %	<1 mm: 38 %	<0,5 mm: 49 %
			<0,5 mm: 14 %				
<b>Mikrostruktura</b>	sparit	mikrit, rekrystalizační	mikrit, rekrystalizační	mikrit, rekrystalizační	sparit, rekrystalizační	mikrit, rekrystalizační	mikrit, rekrystalizační
<b>Nedopal</b>	bílé hrudky	bílé hrudky	bílé hrudky	rozpraskané, podél trhlin	drobné bílé hrudky	bílé hrudky	bílé hrudky
	>1 cm	>1 cm	>1 cm	rekrystalizace	<1 cm	>1 cm	>1 cm
<b>Pórovitost</b>	16 %	15 %	17 %	14 %	17 %	17 %	16 %
<b>Mikropetrografická analýza</b>							
<b>Klasy minerálů</b>	<b>Křemen</b>	++	++	++	+	++	+
	<b>Živce</b>	+	+	+	+	+	+
	<b>Slidy</b>	+	+	+	+	++	+
	<b>Amfibol</b>	+	+	+	+	+	+
	<b>Pyroxen</b>						+
	<b>Epidot</b>	+			+		+
	<b>Kyanit</b>						+
	<b>Sillimanit</b>	+	+	+	+		
	<b>Chlorit</b>	+				+	
	<b>Glaukonit</b>					+	
	<b>Granát</b>		+	+	+	+	+
	<b>Staurolit</b>			+	+		
	<b>Kalcit</b>	+	+	+	+	+	+
<b>Zirkon</b>	+	+	+	+	+	+	
<b>Klasy hornin</b>	<b>Křemence</b>	+	+	+	+	+	+
	<b>Aplit</b>	+	+	+	+	+	+
	<b>Ruly</b>				+	+	+
	<b>Svory, fylity, břidlice</b>	+		+	+	+	+
	<b>Mramory</b>		+		+	+	++
	<b>Pískovce</b>	+		+		+	

Poznámka: Ve všech studovaných maltách byly identifikovány úlomky keramiky.

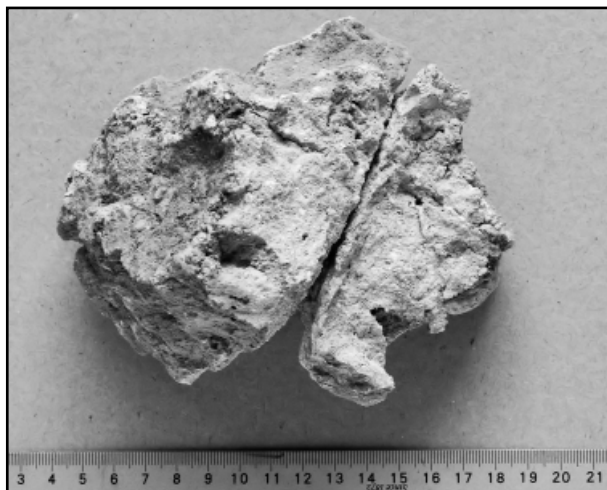
Tab. 2: Strukturální a mikropetrografická charakteristika studovaných malt.

Tab. 2: Structural and micropetrographic characteristics of examined mortars.

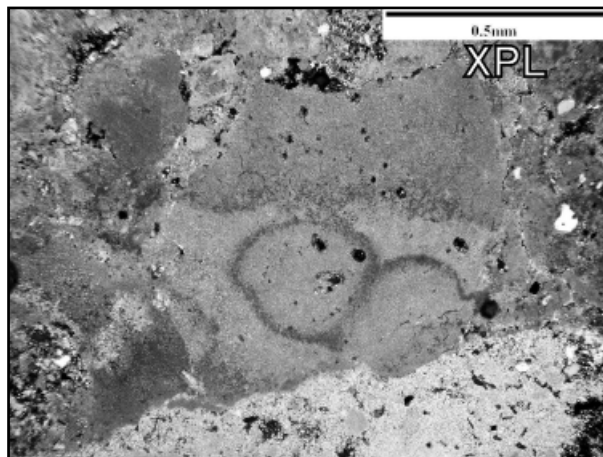
Č. vzorku	1	2	5	6	7	9	10	3	4	8	11	12	13	14	15	16	17
Materiál	malty						omítka	nedopal					vápenc				
Lok.	Pohansko						Pohansko					Holič	Hlohovec	Skalica	Pálava	PAAS	
SiO <sub>2</sub>	60,3	36,2	26,0	39,6	31,4	62,6	52,9	27,7	6,6	2,5	4,6	1,0	37,8	3,6	12,9	8,0	62,4
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	1,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,3	3,5	2,5	2,0	3,2	6,2	2,5	2,6	0,7	0,2	0,2	0,4	1,6	0,7	0,6	2,6	18,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,9	0,6	0,5	0,4	0,6	1,3	0,4	0,5	0,1	0,1	0,0	0,2	0,2	0,5	0,5	1,7	7,2
MgO	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	1,9	1,0	0,7	1,3	2,2
CaO	15,9	31,3	38,9	31,3	34,6	14,2	23,1	37,5	51,2	54,3	53,4	54,5	31,2	51,9	47,5	47,1	1,3
Na <sub>2</sub> O	1,0	0,7	0,5	0,3	0,6	1,1	0,4	0,5	0,2	0,1	0,0	0,0	0,2	0,1	0,1	0,2	1,2
K <sub>2</sub> O	1,8	1,2	0,9	0,8	1,1	2,0	1,0	0,9	0,2	0,1	0,1	0,1	0,6	0,2	0,2	1,0	3,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
LOI	14,0	25,7	30,0	25,0	27,7	11,8	19,0	29,6	40,3	42,3	41,1	43,2	26,3	41,7	37,4	37,6	35,0
Sum	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	99,9	99,8	99,9	99,9	98,0

Tab. 3: Zastoupení hlavních oxidů (hm. %) ve fragmentech velkomoravských malt a nedopalu z lokality Břeclav-Pohansko a vápenců z vytipované provenience. Hodnoty standardu PAAS (Post-Archean Average Shale) jsou převzaty z Taylor – McLennan (1985).

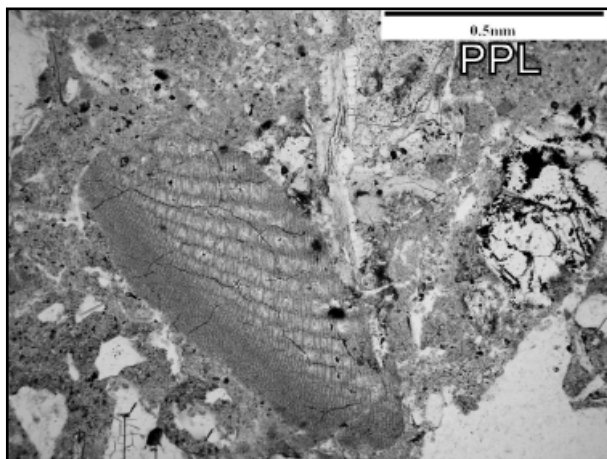
Tab. 3: Analysis of main oxides (wt. %) of fragments of Great Moravian mortars and underburned limestones from the Břeclav-Pohansko site and limestones of assumed provenience. The values of PAAS (Post-Archean Average Shale) standard come from Taylor – McLennan (1985).



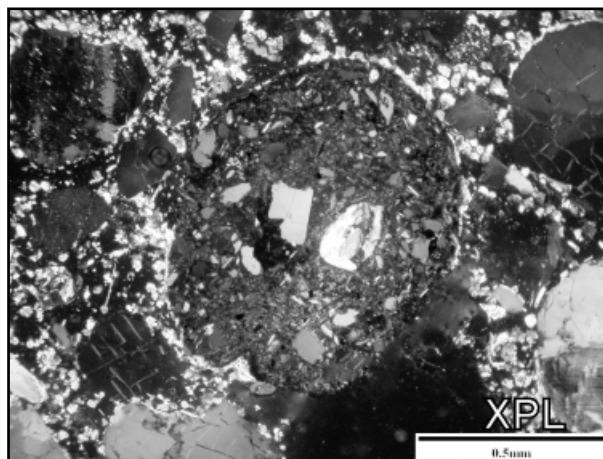
Obr. 1: Malta – objekt 34, žárové pohřebiště.  
Fig. 1: Mortar from object 34, cremation burial ground.



Obr. 2: Vápenný nedopal a rekrystalizace mikritu v růžové maltě (M11; B 64-35, PVR 23; vz. 5).  
Fig. 2: Underburned limestone and micrite recrystallization in pinkish mortar (M11; B 64-35, PVR 23; sample 5).



Obr. 3: Úlomek schránky měkkýše, malta; obj. 34, žárové pohřebiště (vz. 1).  
Fig. 3: Fragment of mollusc shell, mortar from object 34, cremation burial ground (sample 1).



Obr. 4: Úlomek keramiky v maltě; obj. 34, žárové pohřebiště (vz. 1).  
Fig. 4: Fragment of ceramics in mortar from object 34, cremation burial ground (sample 1).

### Metody

Při výzkumu malt preferujeme metody používané v geologických vědách. Mikropetrografické rozbory a fotodokumentace byly provedeny pomocí petrografického mikroskopu Olympus BX-51. Mikropetrografické rozbory používáme k určení materiálového složení plniva a k upřesnění jeho zdroje (říční písek, eluvium, klasty keramiky, strusky, skla, biomasa atd.). Spolu s tím lze stanovit poměr pojiva – plniva, identifikovat a určit obsah nedopalu. Analýzami částečně rozložených částic lze nezářídka upřesnit charakter výchozího karbonátu (vápenc, biomikritový vápenec, mramor atd.), jeho mikrostrukturu a rekrystalizaci. Uvedená data poskytují požadované informace pro experimentální archeologii – napodobení technologického procesu.

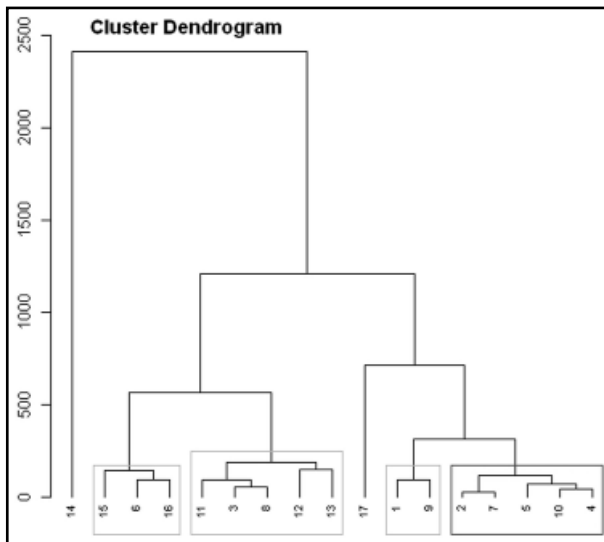
S ohledem na omezený rozsah příspěvku je předkládaná studie orientována na ověření možnosti identifikace zdroje vápenců pro pálení vápna pomocí chemických analýz.

Chemické silikátové analýzy hlavních a stopových prvků byly provedeny v laboratořích Acme (Vancouver,

Canada). Chemické analýzy byly vyhodnocovány pomocí programu Excel, obsahy normativních minerálů byly vypočteny pomocí programu MINLITH a statistické hodnoty, spider a ternární diagramy byly vyhodnoceny programem GCDkit 2.3. Detailní mikropetrografická, mikrostrukturní a geochemická klasifikace studie vápencových klastů (přírodních nebo tzv. nedopalu) z plniva historických malt je určitým zdrojem informací o sociálně ekonomické struktuře společnosti a dovoluje vytipovat provenienci vápenců.

### Materiál

Analyzovány byly raně středověké malty, vápenný nedopal a vápence použité jako stavební kameny z depozit archeologického výzkumu Břeclav-Pohansko. Pro porovnání byly analyzovány vápence z lokalit vytipovaných Šedivým (2010) a Přichystalem et al. (2008) z Holiče a Skalice a tyto byly doplněny vzorky vápence z Hlohovce u Lednice a z historického lomu na kopci Pálava, Pavlovské vrchy. Celkem bylo pro potřeby chemických analýz použito 7 různých vzorků maltovin, 5 vzorků z malt separovaných nedopalů a 4 vápence (viz tab. 1).



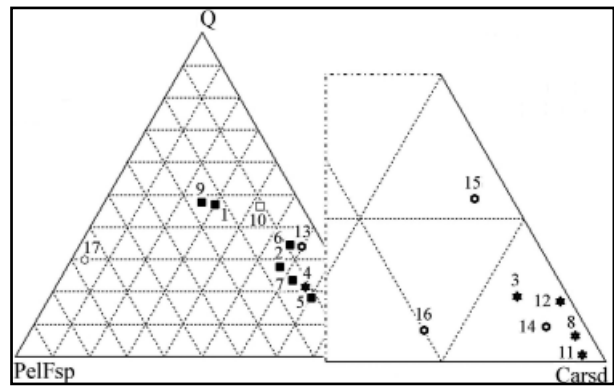
Obr. 5: Klastrová analýza fragmentů velkomoravských malt a nedopalu z lokality Břeclav-Pohansko a vápenců vytipované provenience.

Fig. 5: Cluster analysis of Great Moravian mortars' fragments, underburned limestone from the Břeclav-Pohansko site and limestones of assumed provenience.

**Výsledky**

**Mikropetrografická charakteristika**

Mikropetrografická analýza studovaných malt z Pohanska je přehledně shrnuta v tabulce 2. Vápence, které byly používány pro pálení vápna, se pravděpodobně vyznačovaly proměnlivým obsahem oxidhydroxidů Fe. Variabilita jejich obsahu, procentuální množství přísadky hašeného vápna v maltách, realizace expozice na stavebních objektech, různé klimatické podmínky a následná depozice v půdě, včetně ovlivnění ekosystému, se v konečném důsledku zohlednily v různých barevných tónech malt. V maltách se vyskytují relikty špatně vypálených vápenců,



Obr. 6: Ternární diagram normativního složení PelFsp-Q-Cc studovaných malt, jejich nedopalu, studovaných vápenců (stavebních kamenů) z lokality Břeclav-Pohansko a vápenců vytipované provenience. (Q – normativní křemen, PelFsp – suma živců a jílových minerálů, Carsd – suma uhličitánů).

Fig. 6: Ternary diagram of PelFsp-Q-Cc normative composition of examined mortars, underburned limestone from them and limestones (building stones) from the Břeclav-Pohansko site and limestones of assumed provenience. (Q – normative quartz, PelFsp – sum of feldspars and clay minerals), Carsd – sum of carbonates).

kteřé dokládají, že pro pálení vápna byly použity netříděné kusy vápenců. Vzácně byly identifikovány úlomky keramiky. Pro názornost jsou přiloženy obr. 1–4.

**Chemické analýzy**

Základní hypotézy o provenienci vápenců používaných pro výpal vápna do malt na velkomoravském Pohansku byly vyvozeny ze vzájemných korelací obsahu hlavních a stopových prvků (tab. 3).

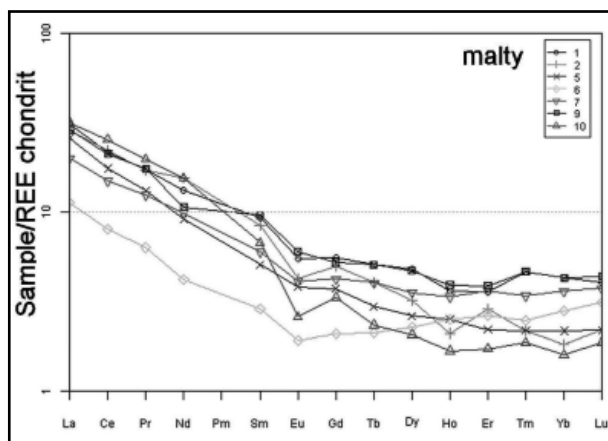
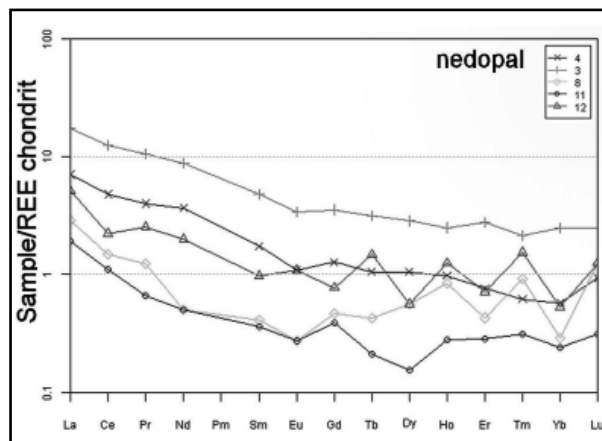
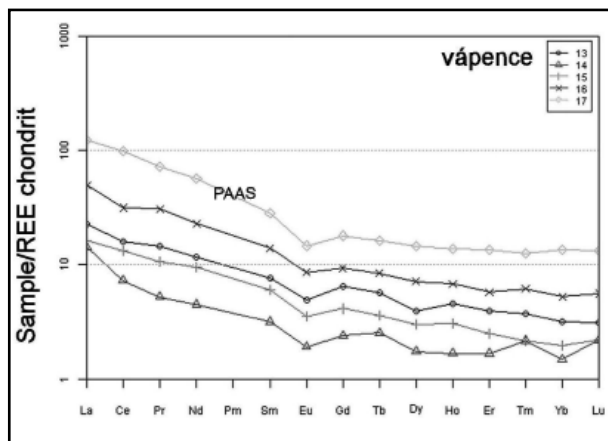
Pro celkové posouzení podobnosti studovaných fragmentů velkomoravských malt a nedopalu a vápenců vytipované provenience byla využita shluková (klastrová) analýza. Použita byla Wardova metoda hledající vzdálenos-

Č. vzorku	1	2	5	6	7	9	10	3	4	8	11	12	13	14	15	16	17
Materiál	malta							omít.	nedopal				vápence				PAAS
LREE	39,4	40,2	30,7	14,0	27,2	36,9	43,6	9,2	23,4	2,7	0,0	5,2	30,4	14,4	24,2	61,8	167,1
HREE	5,4	3,8	3,2	2,9	4,4	5,4	2,6	1,1	3,4	0,6	0,3	0,9	5,3	2,2	3,5	8,3	17,6
REE	44,8	43,9	33,9	16,8	31,6	42,3	46,2	10,3	26,8	3,3	0,3	6,1	35,7	16,6	27,7	70,1	184,7
CaO	15,9	31,3	38,9	31,3	34,6	14,2	23,1	37,5	51,2	54,3	53,4	54,5	31,2	51,9	47,5	47,1	1,3
La <sub>n</sub> /Yb <sub>n</sub>	7,4	15,9	12,2	4,1	5,6	6,9	20,2	12,5	7,1	10,2	8,2	9,9	7,2	9,6	8,3	9,5	9,2
La <sub>n</sub> /Sm <sub>n</sub>	3,4	3,4	5,1	3,9	3,3	3,0	4,7	4,0	3,6	7,0	5,4	5,3	3,0	4,4	2,7	3,5	4,3
La/Sc	4,9	8,9	8,1	3,5	3,1	3,0	9,8	2,2	5,4	0,9	0,6	1,6	7,0	4,4	5,0	3,9	2,4
La/Co	3,6	4,9	3,5	7,0	4,1	2,5	12,3	11,0	3,4	4,5	3,0	8,0	11,7	1,3	5,6	2,1	1,7
Th/Sc	3,7	3,2	2,2	1,1	2,3	2,8	6,8	0,5	1,9	0,3	0,2	0,2	1,7	0,6	1,1	2,4	0,9
Th/Co	1,4	1,8	1,0	2,2	1,5	0,8	8,5	2,5	1,2	1,5	1,0	1,0	2,8	0,2	1,2	0,3	0,6
Cr/Th	10,8	6,3	22,7	18,2	17,4	10,7	2,9	40,0	10,5	66,7	100,0	100,0	23,5	116,7	27,3	8,3	7,5
Th/Cr	0,09	0,16	0,04	0,06	0,06	0,09	0,34	0,03	0,1	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,04	0,12	0,13
V/(V+Ni)	0,46	0,33	0,35	0,51	0,29	0,35	0,29	0,39	0,29	0,29	0,46	0,41	0,35	0,29	0,29	0,29	0,73
Ce/Ce*	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	0,9	0,8	1,0	0,6	0,9	0,8	1,0	0,8	1,0
Eu/Eu*	0,8	0,6	0,9	0,8	0,8	0,8	0,5	0,7	0,8	0,6	0,7	1,3	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
Eu/Ce	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1
Th/U	3,4	3,2	4,4	1,6	3,8	4,0	9,7	1,7	2,7	3,0	0,1	0,2	1,7	0,4	1,2	1,5	4,7

Tab. 4: Rozsah poměrů vybraných prvků malt a vápenného nedopalu z fragmentů velkomoravských malt z lokality Břeclav-Pohansko a vápenců vytipované provenience. Pro srovnání jsou uvedeny hodnoty PAAS.

Tab. 4: Ratios of chosen elements of mortars and underburned limestones from the Břeclav-Pohansko site, limestones of assumed provenience, and PAAS values.





Obr. 7: Chondritem normalizovaný diagram vápenců, nedopalu a malt z Břeclavi-Pohanska.

Fig. 7: Diagram of limestones, underburned limestones from mortars from the Břeclav-Pohansko site normalized by chondrite.

ti homogenní skupiny pomocí minimalizace sumy čtverců odchylek pro všechny možné dvojice subobjektů v každém kroku tvorby hierarchické struktury (obr. 5).

Výsledek provedené analýzy dovoluje předložit několik hypotéz:

- Pro pálení vápna nebyly používány vápenec z Hlohovce (vz. 14).
- První skupinu s podobnými vlastnostmi tvoří nedopaly z malt ( vz. 3, 8, 11, 12) a vápenec z Holíče (vz. 13).
- V druhé je zastoupena malta vz. 6, má chemické složení blízké pálavskému vápenci (vz. 16) a vápenci ze Skalice (vz. 15).
- Do třetí skupiny se shlukují malty (vz. 2, 7, 5), omítka (vz. 10) a nedopal (vz. 4, separovaný z malty vz. 5).
- Čtvrtá zahrnuje malty vz. 1 (žárové pohřebiště) a vz. 9 (kostel 1, sv. od schodů).

### Normativní minerální složení plniva

Velikost zrna termicky metamorfovaného a následně rekrystalizovaného vzdušného vápenného pojiva v maltách nám obvykle nedovoluje identifikovat primární (popřípadě výpalem novotvořené) minerální fáze. Určitou představu o pravděpodobných minerálních fázích můžeme získat z poměrného zastoupení oxidů hlavních prvků. Znalost prvkového složení nám umožňuje vypočítat normativní molekuly minerálů a celkové normativně minerální složení malt a omítek.

Normativní minerální molekuly představují nejjednodušší chemické vzorce minerálů (Rosen et al. 2004).

Prvkové složení studovaných malt a nedopalu z lokality Břeclav-Pohansko a vápenců z vytipované proveniencce bylo přepočteno na základní normativní minerály.

Již na první pohled je parný logický rozdíl mezi normativním složením malt a vápenců. V maltách jsou výrazně vyšší podíly normativních živců, křemene. Analyzované vápenec mají nízké podíly písčité a jílové frakce. Výsledky potvrzují předchozí formulace shlukové analýzy.

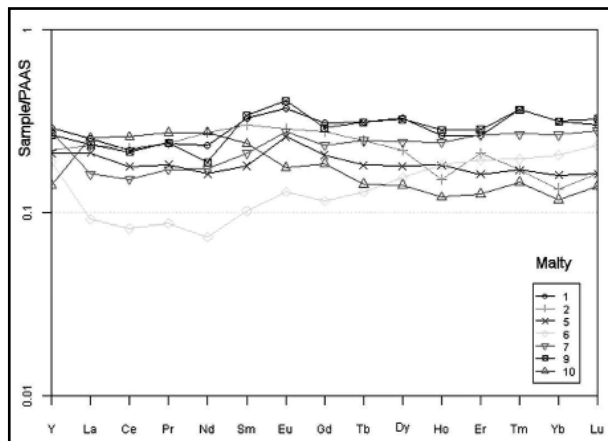
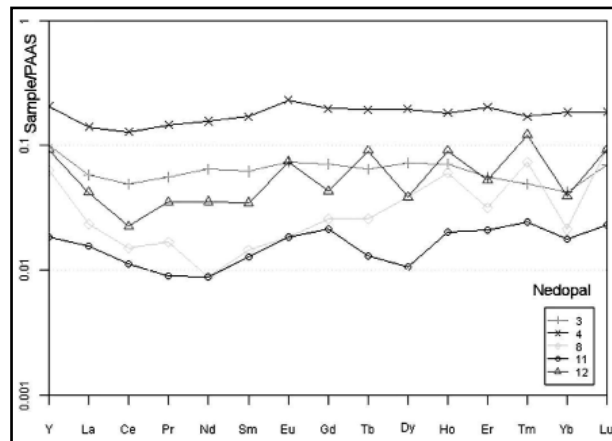
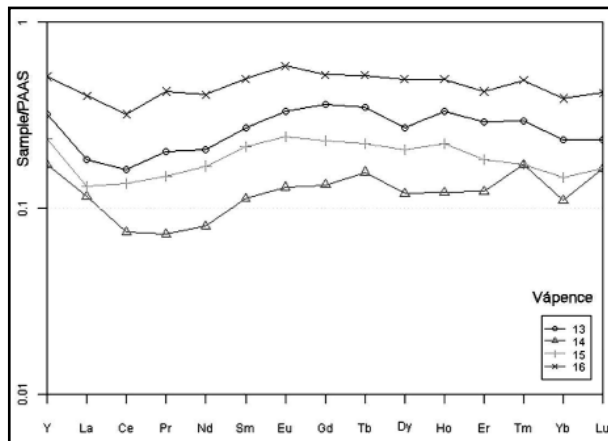
Projekci normativních minerálů v ternárním diagramu PelFsp-Q-Cc (obr. 1) je zřejmé, že malty vz. 1 (obj. 34, žárové pohřebiště) a vz. 9 (kostel č. 1 sv. od schodů) mají nejvyšší obsahy normativního křemene, živců a jílových minerálů v plnivu. Vyšší obsah normativních živců a jílových minerálů má omítka vz. 10, obsahy karbonátů posouvají statisticky srovnatelné vzorky malt vz. 2, vz. 5 a vz. 7 stále více ve prospěch karbonátů. Do stejného pole se promítá i vápenný nedopal vz. 4. Na rozdíl od klastrové analýzy se zde normativně zobrazí malta vz. 6 a vápenec z Holíče (vz. 13). Normativní složení analyzovaných nedopalu (vz. 3, 8, 12 a 11) a vápenec z Hlohovce, z Pálavy, z Pohanska (vz. 14, 15, 16) se promítají do těsné blízkosti vrcholu normativních karbonátů (obr. 6). Pro názornost je doložena norma vypočtená pro PAAS (vz. 17).

### Stanovení stopových prvků

Hlavním cílem studie bylo zjistit, zda chemické analýzy malt a vápenného pojiva mohou prokázat různou či shodnou provenienci vápenec a současně identifikovat rozdíly mezi maltou a nedopalem.

S ohledem na stanovení primárního zdroje surovin byly LREE a HREE normalizovány chondritem (Boyton 1984). Chondritem normalizované křivky (obr. 7) malt, vápenců i nedopalu jsou obecně shodné a vykazují obohacení LREE. Obr. 7 dokládá, že i přes rozdíly v absolutním obohacení REE analyzovaných vzorků, existuje mezi analyzovanými vápenci, maltami a nedopalem nezanedbatelná podobnost.

V porovnání se standardem PAAS (Taylor – McLennan 1985) nejsou výsledky nijak překvapivé (obr. 8).



Obr. 8: PAAS normalizovaný REE + Y diagram vápenců, nedopalu a malt z Břeclavi-Pohanska.

Fig. 8: PAAS normalized REE + Y diagram of limestones, underburned limestones and mortars from Břeclav-Pohansko.

Všechny křivky mají horizontální průběh. V paragenези těžkého podílu vápenců a zejména studovaných malt (méně v nedopalu) se vyskytují minerály odolné vůči zvětrávání (zirkon, granáty, staurolit, rutil, amfibol, pyroxen, kyanit, sillimanit apod.). Minerální paragenезе těžkých minerálů naznačuje, že tyto minerály pocházejí ze smíšených (kyselých i bazických) zdrojů. U malty vz. 6 (M 10; A 9-57, i. č. P 9785/30; hlazená) a nedopalu vz. 8 (F 40, severní předhradí) je patrné určité navýšení HREE.

Ze zvětrávajících granitoidních hornin nebo rul, které mají podobnou koncentraci, pochází např. Zr, Nb, Hf, Ta, Th, a U. Th a U se během procesu zvětrávání chovají rozdílně. U je, na rozdíl od Th, chemicky mobilní jako U, a to odráží vyšší hodnoty Th/U. Podle McLennan et al. (1993) se ve svrchní kůře pohybuje od 3,5 do 4.

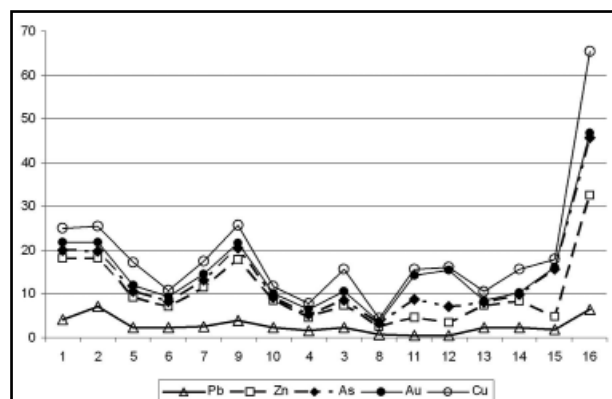
Pro zvýraznění rozdílů mezi obsahy stopových prvků byly vypočteny korelace mezi vybranými stopovými prvky (tab. 4). Podle údajů Cullerse (1994, 2000) poměr Th/Cr kolísá ve světlých horninách od 0,13–2,7, v tmavých horninách mezi 0,018–0,046. Hodnoty uvedené v tab. 6 dokládají, že ve studovaných vápencích je poměr Th/Cr mezi 0,01–0,12, v nedopalu 0,01–0,1 a v maltách od 0,04 po 0,34. Poměr Cr/Th mezi 0,67–19,4 (felsické horniny) a v mafických od 25 do 500 (Cullers 1994, 2000). Z tab. 4 je zřejmé, že poměr Cr/Th ve vyseparovaných nerozložených vápencích je vyšší než 40. Vzorek 11; SVP 2009, hrob 72 a vz. 12; F 040, scht. B 64-35, SVP 2009, i. č. P 242496 dosahují hodnoty 100. Analyzovaný vápenc z Hlohovce má Cr/Th = 116,7. Můžeme předpokládat i přítomnost detritu z mafických hornin.

Rozkolísané křivky obsahů některých HREE, zejména v nedopalech vz. 8 (malta F 40, severní předhradí) a vz. 12 (malta F 040, sch. B 64-35, SVP 2009, i. č. P 242496) by mohly dokládat přítomné zuhelnatělé zbytky ve vápencích nebo souvisí s procesem pálení (Masto et al. 2011).

Eu anomálie ve vápencích jsou vysvětlovány přítomným detritem (McLennan – Taylor 1991, Taylor – McLennan 1985, Awwiller 1994). Všechny studované vzorky vápenců, vz. nedopalu 3 a 11 Eu/Eu\* jsou shodné s PAAS. Nejvyšší pozitivní anomálii vykazuje nedopal vz. 12 (F 040, sch. B 64-35, SVP 2009, i. č. P 242496) – viz tab. 6.

Middleburg et al. (1988) uvádí, že obsahy Nb a V jsou během procesů zvětrávání méně pohyblivé.

Podle údajů Sprunga (1985) se obsahy vanadu ve vápencích pohybují od 10 do 80 ppm, v jílových břidlicích 98–170 ppm a v uhlí 30–50 ppm. Ve studovaných vápencích ze Skalice a Holiče je obsah vanadu 8 ppm, vápence z Pálavy mají 37 ppm a z Hlohovce 15 ppm. Vápenné nedopaly vz. 3 (B 64-35, PVR 23), vz. 8 (F 40, severní předhradí) a vz. 12 (F 040, sch. B 64-35, SVP 2009, i. č. P 242496) obsahují 8 ppm V. Dalším prvkem, který se ve vápencích podle Weisweilera et al. (1990) pohybuje v obsazích > 30



Obr. 9: Zastoupení Pb, Zn, As, Au a Cu ve studovaných vápencích, vápenném nedopalu a maltách z Břeclavi-Pohanska.

Fig. 9: Analysis of Pb, Zn, As, Au and Cu in examined limestones, underburned limestones and mortars from Břeclav-Pohansko.

ppm je Nb. Ve studovaných vápencích, maltách i nedopalu se obsahy Nb pohybují pod 4 ppm.

Přehled obsahů LREE, HREE a  $\Sigma$  REE spolu s ostatními parametry je uveden v tab. 4. Z tab. 4 je zřejmé, že extrémně nízké jsou obsahy HREE ve vápenném nedopalu. Zcela zanedbatelné jsou REE ve vz. 11 (SVP 2009, hrob 72). Nejvyšší obsahy byly stanoveny ve vápenci z Pálavy.

Zastoupení Pb, Zn, As, Au a Cu je téměř shodné:

- vz. 1 (obj. 34, žárové pohřebiště), vz. 2 (F046, SVP 2009, i. č. 242558 M17) a vz. 9 (kostel č. 1 sv. od schodů);
- vz. 4 (B 65-33, PVR 01 M 10), vz. 6 (A 9-57, i. č. P 9785/30; hlazená), vz. 10 (kostel č. 1 omítka, přístavek čs. 605) vz. 13 (vápeneč z Holíče);
- vz. 7 (F 40, severní předhradí), vz. 5 (B 64-35, PVR 23; růžová), vz. 3 (B 64-35, PVR 23), vz. 11 (SVP 2009, hrob 72), vz. 12 (F 040, sch. B 64-35, SVP 2009, i. č. P 242496) a vz. 14 a 15 (vápence a z Hlohovce a ze Skalice, viz obr. 9).

### Závěr

Provedené analýzy prokázaly shodu mezi maltami vz. 1 (obj. 34, žárové pohřebiště) a vz. 9 (kostel č. 1 sv. od schodů).

Podobné vlastnosti mají nedopaly malt (vz. 3, 8, 11, 12) a vápeneč z Holíče (vz. 13). Malta vz. 6, má chemické složení blízké jak pálavskému vápenci (vz. 16), tak vápenci ze Skalice (vz. 15). Malty (vz. 2, 7, 5), omítka (vz. 10) a nedopal (vz. 4) nemají mezi studovaný vápenci z vytipovaných lokalit odpovídající ekvivalent.

Je velmi pravděpodobné, že pro pálení vápna byly používány vápence z Holíče, Skalice i Pálavy nebo alespoň některý z nich. Tyto vápence jsou si chemicky velmi blízké. Přesto, že v některých parametrech existuje určitá podobnost mezi studovanými maltami a vápencem z Hlohovce, extrémně vysoký obsah Sr (1 578 ppm) by se musel odrazit jak v maltě, tak i v nedopalu.

### Poděkování

*Příspěvek vznikl jako součást řešení výzkumného záměru MSM 0021622427.*

**Literatura**

- Bílý, M. – Höschel, V. – Kovárník, J. – Puffr, M. (1996): Geofyzikální průzkum románské rotundy sv. Kateřiny ve Znojmě. – *Vesmír*, 75, 8, 436.
- Cullers, R. L. (1994): The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian – Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (22), 4 955–4 972.
- Cullers, R. L. (2000): The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. – *Lithos*, 51, 305–327.
- Cullers, R. L. – Podkovyrov, V. N. (2000): Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. – *Precambrian Research*, 104 (1–2), 77–93.
- Cullers, R. L. – Basu, A. – Suttner, L. (1988): Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA. – *Chemical Geology*, 70 (4), 335–348.
- Gregerová, M. (2000): Petrografické rozbory malt, jejich relativní datování podle stupně degradace pojiva. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1999*, 149–151.
- Gregerová, M. – Vlček, R. (1994): Petrografická a geochemická charakteristika malt a omítek kostela sv. Petra a Pavla v Brně. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1993*, 104–105.
- Gregerová, M. – Pospíšil, P. (2001): Microscopic methods applied to study of historical mortars and plasters. – *Proceedings of the 8<sup>th</sup> Euroseminar on Microscopy applied to Buildings Materials*, 353–358. Atény.
- Gregerová, M. – Všianský, D. – Procházka, R. – Kurdíková, L. (2010): Petrographic examination of Gothic mortars of the house of Lords of Kunštát in Brno, Czech Republic. – *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Historic Mortars Conference and of the Final Workshop of RILEM TC 203-RHM*, 175–186, ITAM Praha.
- Gregerová, M. – Hložek, M. (2003): Mikropetrografické rozbory velkomoravských malt a omítek z Mikulčic – 12. kostela. – In: Profantová, N. – Kavánová, B. : *Mikulčice – pohřebiště u 6. a 12. kostela, Spisy archeologického ústavu AV ČR Brno*, 22, 461–471.
- Hošek, J. – Muk, J. (1990): Omítky historických staveb. – SPN Praha.
- Hošek, J. – Losos, L. (2007): Historické omítky. – *Průzkum, sanace, typologie*, Praha.
- Kotlík, P. (1999): Stavební materiály historických objektů. – VŠCHT Praha.
- Middleburg, J. J. – Van der Weijden, C. H. – Woittiez, J. R. W. (1988): Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. – *Chemical Geology* 68, 253–273.
- Prix, D. – Zezula, M. (2000): Archeologický výzkum kostela Nanebevzetí Panny Marie v Branticích, okr. Bruntál. – *Archaeologia historica*, 25, 279–305.
- Přichystal, A. – Doláková, N. – Hladilová, Š. (2008): Kamenné suroviny opevnění na raně středověkém centru Pohansko u Břeclavi (Česká republika) a jejich provenience. – In: *Petroarchaeology in the Czech Republic and Poland at the beginning of the 21<sup>st</sup> Century*, 121–131.
- Rosen, O. M. – Abbyasov, A. A. – Tripper, J. C. (2004): MINLITH – an experience based algorithm for estimating the likely mineralogical composition of sedimentary rocks from bulk chemical analysis. – *Computers and Geosciences*, 30, 647–661.
- Rovnaníková, P. (2009): Vápno – historie, výroba, vlastnosti. – *Konference „Tradiční vápenné technologie“*, Národní památkový ústav, Ostrava.
- Rovnaníková, P. (2002): Omítky. – STOP, Praha.
- Rovnaníková, P. (2003): Historické omítky pohledem technologa. – *Konference „Obnova historických omítek“*. Společnost pro technologie ochrany památek, Praha.
- Rovnaníková, P. (2004): Materiály historických omítek. – *Konference „Obnova památek 2004“*, AXIS studio, Praha.
- Sprung, S. (1985): Technological problems in pyroprocessing cement clinker: Cause and solution. – *Cement Industry Publications*, 43, 119–128, Düsseldorf.
- Šedivý, J. (2010): Geologie a kamenné stavební materiály slovanského centra v Pohansku u Břeclavi. – MS, diplomová práce PŘF MU, Brno.
- Taylor, S. R. – McLennan, S. M. (1985): *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. – Blackwell.
- Taylor, S. R. – McLennan, S. H. (1995): The geochemical evolution of the continental crust. – *Review of Geophysics*, 33, 241–265.
- Zapletalová, M. (2003): Vliv solí a mikroflóry vlhkého zdiva na sanační omítky. – *Stavební obzor*, 3/12, 3, 76–79, Praha.
- Zeman, A. – Růžičková, E. (1996): Výzkum látkového složení malt. – *Technologia artis* 4, 93–97.

## ZVÝŠENÁ SEISMICKÁ AKTIVITA V EPICENTRÁLNÍ OBLASTI LAŠTANY (STŘEDNÍ MORAVA)

Increased seismic activity in the epicentral area Laštany (central Moravia)

Josef Havíř, Jana Pazdírková, Zdeňka Sýkorová

Ústav fyziky Země, PřF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno; e-mail: josef.havir@ipe.muni.cz

(14-44 Šternberk, 24-22 Olomouc, 25-11 Hlubočky)

**Key words:** Bohemian Massif, micro-earthquakes, recent tectonic activity

### Abstract

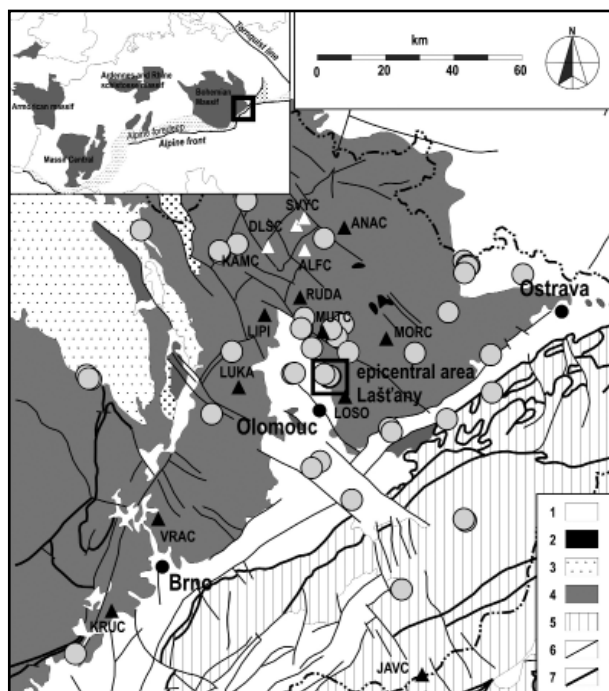
Weak natural seismic activity is known from the NE part of the Bohemian Massif. More than 2 200 tectonic events were recorded in this region on the basis of records of seismic stations operated by Institute of Physics of the Earth (IPE) during period 1996–2011. Since 2008 a relatively significant seismic activity has been observed in epicentral area Laštany situated SE of Šternberk. In this area, 221 tectonic events were observed during period September 2008 – December 2011. Local magnitude of strongest event reached value 2.

Severovýchodní část Českého masivu se vyznačuje slabými projevy přirozené tektonické aktivity (např. Havíř et al. 2006, Kaláb et al. 2007, Špaček et al. 2006). Od roku 1996 do roku 2011 bylo na základě záznamů stanic provozovaných Ústavem fyziky Země PřF MU v Brně (ÚFZ) registrováno více než 2 200 přirozených tektonických otřesů s epicentrem v sv. části Českého masivu, lokální magnitudo více než 40 z nich přesáhlo hodnotu 1 (obr. 1).

Většina jevů lokalizovaných v letech 1996 až 2011 do regionu sv. části Českého masivu má velmi nízké hodnoty lokální magnituda (od -0,5 do 0,5), lokální magnitudo nejsilnějších z těchto tektonických otřesů dosáhlo

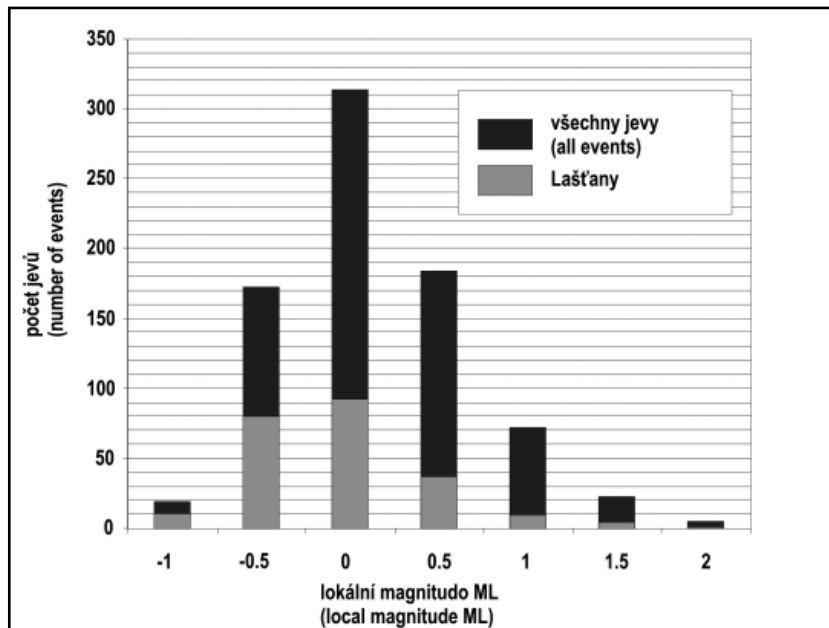
hodnoty 2,2 (obr. 2). Zemětřesení se vyskytují jednotlivě nebo v sekvencích, které mají často charakter seismických rojů. Některé otřesy jsou izolované, většinu však lze přiřadit do různých opakovaně aktivovaných epicentrálních oblastí, např. Hanušovice, Bruntál, Uničov, Dlouhá Loučka, Litovel, Lipník n. Bečvou atd. K nejvýznamnějším epicentrálních oblastem patřila oblast sv. od Šternberka, v blízkosti obce Rýžoviště (Havíř 2002). V posledních letech jsou ale projevy seismické aktivity v této epicentrální oblasti velmi nevýrazné. Oproti tomu byla zjištěna vyšší seismická aktivita v epicentrální oblasti jv. od Šternberka, v blízkosti obce Laštany (obr. 1), která se nachází cca 20 km jjz. od epicentrální oblasti Rýžoviště.

Epicentrum většiny jevů lokalizovaných do epicentrální oblasti Laštany je situováno sz. od obce Bělkovice-Laštany, v těsné blízkosti této obce (obr. 3). Hypocentra se nacházejí převážně v hloubce přibližně 15 km.



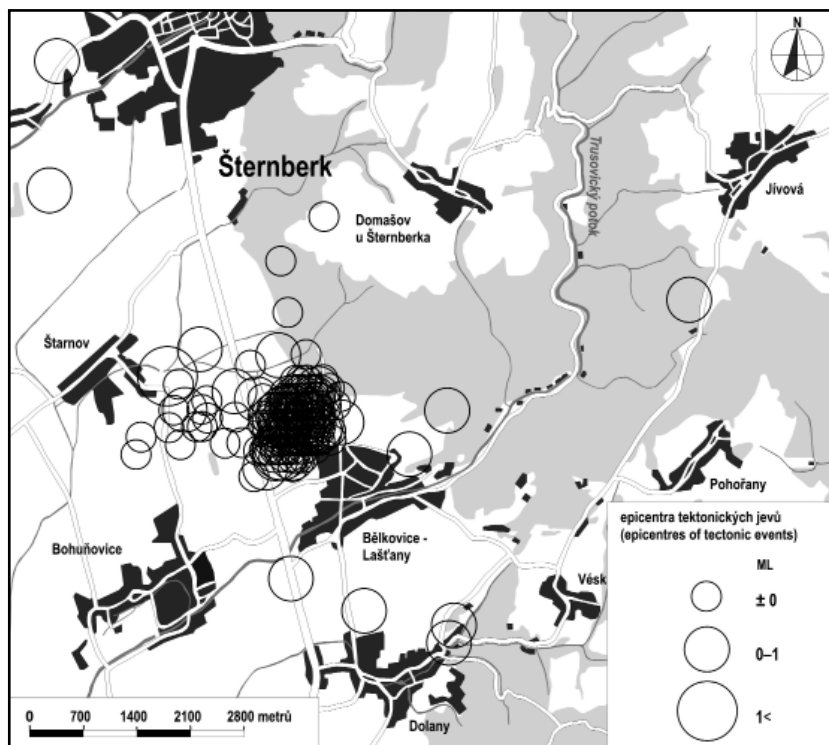
Obr. 1: Mapa epicenter přirozených mikrozemětřesení, jejichž lokální magnitudo přesáhlo hodnotu 1, ve východní části Českého masivu, (období 1996–2011). Vysvětlivky: 1 – neogén; 2 – křída pokryvu Českého masivu; 3 – Český masiv (předmesozoické podloží); 4 – příkrovy Západních Karpat; 5 – hlavní zlomy; 6 – čela příkrovů; 7 – čela příkrovů; šedá kolečka – epicentra mikrozemětřesení; trojúhelníčky – stanice provozované ÚFZ (bílé trojúhelníčky – stanice uzavřené před rokem 2011; černé trojúhelníčky – stanice v provozu v roce 2011).

Fig. 1: Map of epicenters of natural micro-earthquakes which local magnitude exceed value 1 in the eastern part of the Bohemian Massif (period 1996–2011). Explanation: 1 – Neogene; 2 – Cainozoic volcanic rocks; 3 – Cretaceous cover of the Bohemian Massif (pre-Mesozoic basement); 4 – West Carpathian Nappes; 5 – major faults; 6 – front of nappes; gray circles – epicenters of micro-earthquakes; triangles – seismic stations operated by IPE (white triangles – stations closed prior to 2011; black triangles – stations in operation during year 2011).



Obr. 2: Histogram počtu všech tektonických otřesů lokalizovaných ve východní části Českého masivu a jevů s epicentrem v epicentrální oblasti Laštany registrovaných v letech 1996 až 2011 v závislosti na jejich lokálním magnitudu.

Fig. 2: Histogram of the number of all micro-earthquakes located in the eastern part of the Bohemian Massif and events situated in the epicentral area Laštany recorded during period 1996–2011 in respect of their local magnitude.



Obr. 3: Mapa epicenter přirozených mikrozemětřesení jv. od Šternberka (epicentrální oblast Laštany), která byla registrována v období 1996–2011.

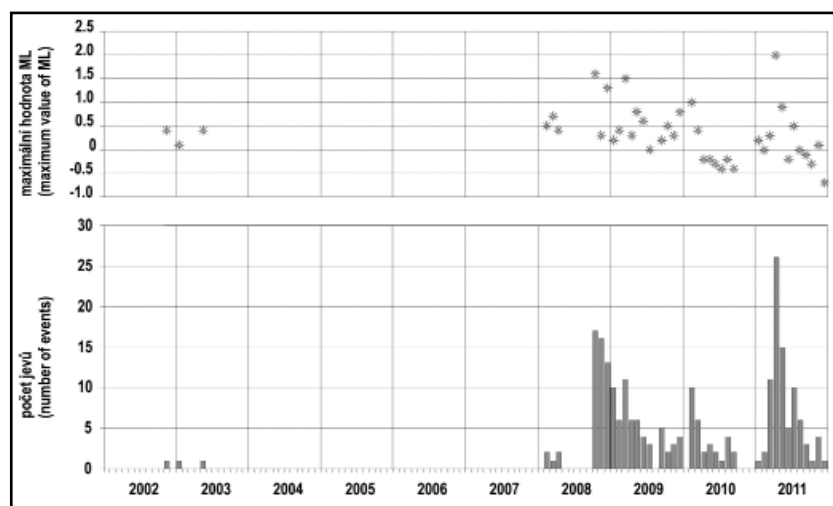
Fig. 3: Map of natural micro-earthquakes in the region SE of Šternberk (epicentral area Laštany), which were recorded during period 1996–2011.

První výrazný nárůst seismické aktivity v prostoru epicentrální oblasti Laštany byl zaznamenán v průběhu října 2008 až května 2009, kdy bylo do tohoto prostoru lokalizováno 85 tektonických otřesů a lokální magnitudo

nejvyššího z nich dosáhlo hodnoty 1,6 (obr. 4). Další oživení seismické aktivity bylo pozorováno v únoru a březnu 2010 (15 lokalizovaných mikrozemětřesení během dvou měsíců, lokální magnitudo nejvyššího otřesu mělo hodnotu 1,0). Nejnovější nárůst seismické aktivity byl pak monitorován v období od března do srpna 2011. V průběhu tohoto období bylo zaregistrováno 73 tektonických otřesů lokalizovaných do prostoru epicentrální oblasti Laštany, lokální magnitudo nejvyššího otřesu dosáhlo hodnoty 2,0. Tento otřes zaznamenaný dne 19. 4. 2011 je tak dosud nejvyšším mikrozemětřesením pozorovaným v této epicentrální oblasti. Zmíněný otřes byl doprovázen řadou dalších, slabších tektonických jevů. Jen během tří dnů od 17. do 19. dubna 2011 bylo registrováno 11 tektonických otřesů z epicentrální oblasti Laštany, za celý měsíc duben pak bylo v diskutované epicentrální oblasti zjištěno celkem 26 tektonických jevů.

Na základě nově aplikované korelační analýzy seismických záznamů byla doložena existence 83 velmi slabých (hodnota lokálního magnitudu se pohybovala od -0,9 do -1,1) tektonických otřesů u obce Laštany v období 1998 až 2008 (Špaček et al. 2011). Tyto projevy seismické aktivity ale nebylo většinou možné lokalizovat při běžném zpracování dat. Do roku 2008 bylo v epicentrální oblasti Laštany lokalizováno pouze 7 jevů a jejich lokální magnitudo nepřesáhlo hodnotu 0,5, v první polovině roku 2008 zde bylo pozorováno dalších 5 seismických jevů. Oproti tomu od října 2008 bylo v této epicentrální oblasti lokalizováno celkem 221 tektonických otřesů, přičemž u čtyř z těchto 221 otřesů mělo lokální magnitudo hodnotu vyšší než 1. Nárůst počtu registrovaných a zejména lokalizovaných jevů v epicentrální oblasti Laštany ostře koreluje s dobou uvedení do provozu dvou stanic sítě MONET (stanice LIPI a RUDA, které jsou v provozu od konce roku 2007, viz [www-stranky věnované síti MO-](http://www-stranky.venovane.siti.MO-NET)

NET: [www.ipe.muni.cz/monet](http://www.ipe.muni.cz/monet)). Nabízí se souvislost mezi nárůstem počtu pozorovaných jevů a změnou geometrie sítě seismických stanic provozovaných ÚFZ na severní Moravě. Nelze však pominout, že před rokem 2008 nebyl



Obr. 4: Počty lokalizovaných tektonických otřesů s epicentry v epicentrální oblasti Laštany registrovaných v jednotlivých měsících v letech 2002 až 2011 a jejich maximální lokální magnitudo.

Fig. 4: Number and maximum local magnitude of tectonic micro-earthquakes located into epicentral area Laštany recorded during each month in period 2002–2011.

v epicentrální oblasti Laštany zaznamenán žádný tektonický otřes s hodnotou lokálního magnitudu 0,5 nebo vyšší. Přitom síť ÚFZ provozovaná na severní Moravě

byla schopna spolehlivě zaznamenat takové otřesy i v době, kdy sestávala z menšího počtu stanic (tj. i v období před rokem 2008). Protože takové jevy (s hodnotou lokálního magnitudu 0,5 a vyšší) nebyly do roku 2008 z prostoru epicentrální oblasti Laštany zaznamenány, lze konstatovat, že změna geometrie sítě seismických stanic pravděpodobně není jedinou příčinou enormního nárůstu počtu tektonických otřesů lokalizovaných do epicentrální oblasti Laštany od poloviny roku 2008. Nepochybně v této epicentrální oblasti došlo od roku 2008 ke skutečnému nárůstu seismické aktivity.

#### Poděkování

*Příspěvek vznikl s finanční podporou projektů CzechGeo/EPOS program č. LM2010008 a ESF/MŠMT projekt*

*CZ.1.07/2.3.00/20.0052 „Výzkumný tým pro ukládání radioaktivních odpadů a jadernou bezpečnost“.*

#### Literatura

- Havíř, J. (2002): Recent tectonic activity in the area Northwards of Šternberk (Nízký Jeseník Mts.) – present knowledge. – Acta Montana, ser. A, 20, 97–104.
- Havíř, J. – Pazdírková, J. – Sýkorová, Z. – Špaček, P. – Švancara, J. (2006): Deset let monitorování přirozené seismicity sv. části Českého masivu stanicemi ÚFZ. – In: Sborník 15. regionální konference „Nové poznatky a měření v seizmologii, inženýrské geofyzice a geotechnice“. Sborník vědeckých prací VŠB–TU Ostrava, řada stavební, 6, 2, 99–106.
- Kaláb, Z. – Knejzlík, J. – Holub, K. (2007): Decade of seismological observations in the northern part of Moravo-Silesian region. – Acta Geodynamica et Geomaterialia, 4, 4, 43–49.
- Špaček, P. – Sýkorová, Z. – Pazdírková, J. – Švancara, J. – Havíř, J. (2006): Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). – Studia geophysica et geodaetica, 50, 2, 233–258. Praha.
- Špaček, P. – Zacherle, P. – Sýkorová, Z. – Pazdírková, J. (2011): Microseismic multiplets in the northeastern Bohemian Massif. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, Berlin, 39, 5/6, 367–386.

# VÝJIMEČNÉ ZEMĚTŘESENÍ JV. OD POZNAŇ (POLSKO) ZAZNAMENANÉ 6. 1. 2012

Rare earthquake SE of Poznań (Poland) recorded 6. 1. 2012

Josef Havíř, Jana Pazdírková, Zdeňka Sýkorová

Ústav fyziky Země, PřF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno; e-mail: josef.havir@ipe.muni.cz

**Key words:** earthquake, macroseismic activity, Poland, Dolsk Fault

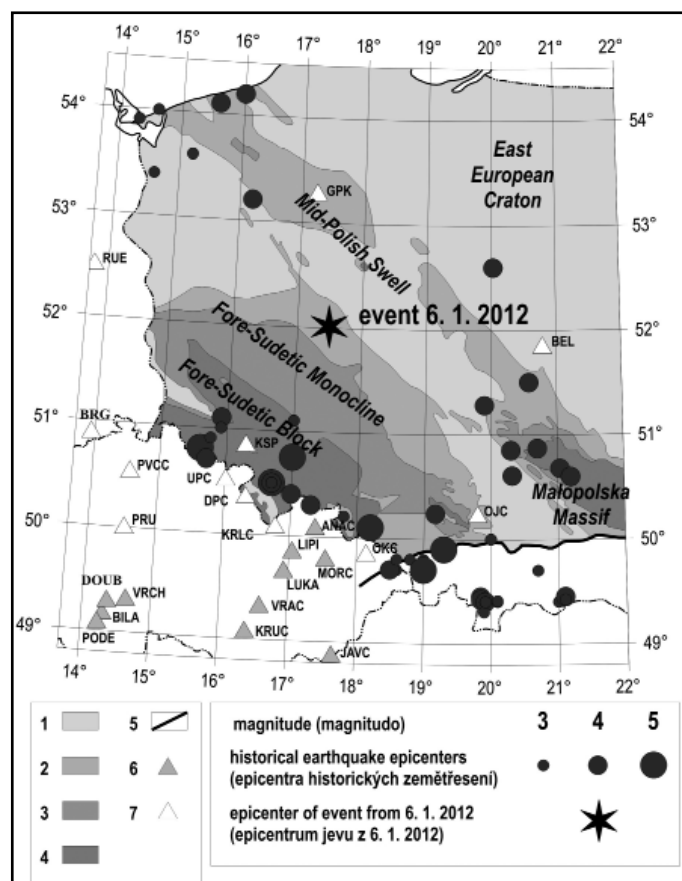
**Abstract**

On January 6, 2012, a moderate earthquake was observed in a region SE of Poznań (local magnitude  $M_L = 3.6$  according to Institute of Physics of the Earth, IPE). In this region, there haven't been known any historical earthquakes so far, and no natural seismic activity has been observed up to present. Similar rare occurrences of weak and moderate earthquakes were observed in a region near Kaliningrad in 2004 (sequence of events, local magnitude of strongest event being 5.0) and in south Moravia region near Znojmo in 2000 (local magnitude  $M_L = 2.5$ ). These facts show that even in seismically quiet regions occurrence of weak to moderate seismic events (with value of magnitude ranging from 3 to 5) could be expected.

Seismická aktivita na území Polska je nízká. Jak ukazuje mapa historických zemětřesení na území Polska (obr. 1), seismické projevy ve střední a severní části tohoto regionu jsou vzácné. Z velké části polského území nejsou známy žádné (ani historické) projevy přirozené seismické aktivity, jinde jsou tyto projevy velmi výjimečné (viz Guterch 2009). K takovým výjimečným projevům patří také makroseismicky zaznamenané zemětřesení ze dne 6. 1.

2012. Jeho epicentrum se nacházelo jv. od Poznaň (Polsko, Velkopolské vojvodství), tedy v prostoru, který dosud nevykazoval žádnou (ani historickou) přirozenou seismickou aktivitu.

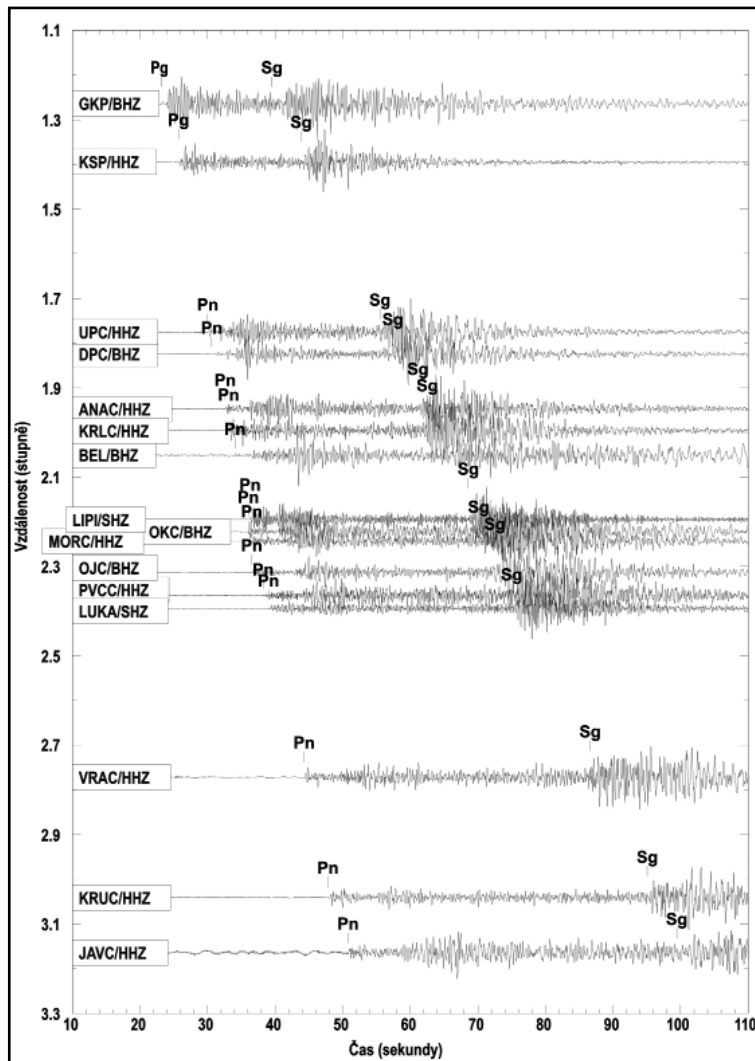
Zemětřesení ze dne 6. 1. 2012 bylo zaznamenáno velkým množstvím evropských seismických stanic, včetně stanic provozovaných Ústavem fyziky Země PřF MU v Brně (ÚFZ). Kvalitní záznam poskytly stanice umístěné i ve vzdálenosti několika set kilometrů od epicentra (obr. 2). Seismický otřes



Obr. 1: Mapa epicenter historických zemětřesení z regionu Polska (od roku 1496 do roku 2005, převzato podle Guterch 2009) a epicentra zemětřesení z 6. 1. 2012 na schematické mapě předkambriického podkladu v regionu Polska (převzato z práce Jarosiński et al. 2009, upraveno Jarosińským et al 2009 z mapy 1 : 1 000 000, Dadlez et al. 2000). Vysvětlivky: 1 – křídové sedimenty; 2 – jurské sedimenty; 3 – triasové sedimenty; 4 – paleozoické sedimenty a krystalinikum; 5 – čelo karpatských příkrovů; 6 – seismické stanice provozované ÚFZ Brno; 7 – další seismické stanice využitě k lokaci jevu 6. 1. 2012; šedá kolečka – epicentra historických zemětřesení; černá hvězdička – epicentrum jevu z 6. 1. 2012.

Fig. 1: Map of epicenters of historical earthquakes from the territory of Poland (since 1496 to 2005, after Guterch 2009) and epicenter of earthquake on 6. 1. 2012 in the schematic map of pre-Cambrian basement in the Poland region (after Jarosiński et al 2009, simplified by Jarosiński et al. 2009 from map 1 : 1.000.000, Dadlez et al. 2000). Legend: 1 – Cretaceous sediments; 2 – Jurassic sediments; 3 – Triassic sediments; 4 – Palaeozoic sediments and crystalline rocks; 5 – front of West Carpathian Nappes; 6 – seismic stations operated by IPE Brno; 7 – other seismic stations used for location of event from 6. 1. 2012; grey circle – epicenters of historical earthquakes; black asterisk – epicenter of event from 6. 1. 2012.





Obr. 2: Záznamy zemětřesení z regionu Polska (6. 1. 2012) na vybraných stanicích situovaných na území Polska a České republiky. Záznamy jsou umístěny na vertikální ose podle epicentrální vzdálenosti dané stanice. Vysvětlivky: Pg – přímá podélná vlna, Pn – podélná vlna lomená podél MOHO; Sg – přímá příčná vlna.

Fig. 2: Waveforms of earthquake from the region of Poland (6. 1. 2012) recorded by selected stations situated on the territory of Poland and Czech Republic. Waveforms are put on vertical axis in respect of epicentral distance of station. Explanations: Pg – direct longitudinal wave; Pn – longitudinal wave refracted along the MOHO; Sg – direct transverse wave.

nachází v hloubce 4 až 5 km (Malinowski 2009, Malinowski et al. 2007).

Nejvýznamnější tektonickou strukturou v blízkosti epicentra je sz.-jv. orientovaný dolský zlom, respektive jeho jv. pokračování (obr. 3). Jedná se o významnou tektonickou zónu porušující paleozoické a předpaleozoické podloží (Dadlez 2006), která je dobře patrná na seismických profilech sledujících hlubší stavbu zemské kůry na území Polska (Dadlez et al. 2005). Jeho projevy v mladších platformních sedimentech jsou ovšem nezřetelné. Dolský zlom je subparalelní s tzv. sudetskými zlomy situovanými v sv. části Českého masivu, které vykazují zřetelné známky sub-recentní reaktivace (Badura et al. 2007) a v jejichž okolí je známa recentní seismická aktivita (Špaček et al. 2006). S ohledem na tento fakt je možné uvažovat

tak mohl být nezávisle zpracován více evropskými seismologickými institucemi. Jeho základní zpracování (lokace, určení magnituda) bylo provedeno také v ÚFZ (tab. 1), přičemž byla využita nejen data stanic provozovaných ÚFZ, ale také dostupná data dalších seismických stanic situovaných na území České republiky, Polska a Německa (viz obr. 1).

Hodnota lokální magnituda zemětřesení z 6. 1. 2012 se pohybovala mezi 3,6 (podle výpočtu Ústavu fyziky Země, PřF MU) a 3,8 (podle bulletinu EMSC – European-Mediterranean Seismological Centre). Patří tak mezi nejsilnější otřesy z území Polska v posledním desetiletí.

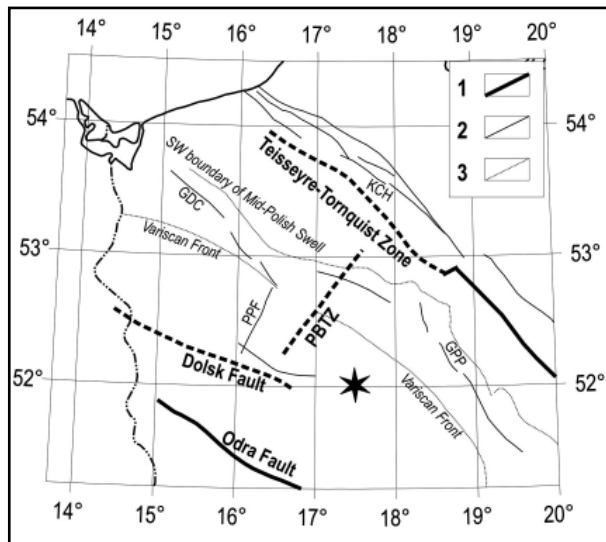
Hypocentrum se nachází při obci Jarocin mezi Poznán a Kaliszem, v hloubce přibližně 10 km. Je tedy situováno v před-mezoizoickém podloží, jehož horní rozhraní se podle seismických profilů v regionu v. a jv. od Poznaně

o hypotetickém vztahu zemětřesení z 6. 1. 2012 k dolskému zlomu, tyto úvahy jsou ale při současném stavu poznání zatím značně spekulativní.

Výjimečné projevy středně silné seismické aktivity v místech, kde nebyla přirozená seismická aktivita dosud známa, byly zjištěny i v jiných regionech Evropy. V těsné blízkosti Polska byl podobně neočekávaný projev v seismicky klidné oblasti zaznamenán také např. v roce 2004 v regionu poblíž Kaliningradu (Husebye – Mäntyniemi 2005). Při sv. hranici Polska tu byla detekována série jevů, přičemž magnitudo nejsilnějšího z nich dosáhlo hodnoty 5,0. Oproti situaci v regionu Kaliningradu nebyly v případě zemětřesení z 6. 1. 2012 jv. od Poznaně zaregistrovány žádné další seismické jevy, které by mohly představovat předtřesy nebo dotřesy doprovázející makroseismicky pozorovaný otřes. Pravděpodobně šlo tedy o izolované zemětřesení nedoprovázené žádnými dalšími významnějšími tektonickými otřesy. V Českém masivu bylo podobně izolované zemětřesení, ovšem slabší (lokální magnitudo mělo hodnotu 2,5), zaznamenáno v roce 2000 v regionu sv. od Znojma (Havíř et al. 2001). Také v případě zemětřesení

zdroj	datum	čas vzniku	zem. šířka	zem. délka	hloubka	magnitudo
EMSC	6.1.2012	15:37:56.4	52,11	17,54	10	3,8
ÚFZ	6.1.2012	15:37:57.8	52,02	17,49	15	3,6

Tab. 1: Lokalizace zemětřesení z 6. 1. 2012 podle bulletinu EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre) a podle výpočtu ÚFZ (Ústav fyziky Země, PřF MU, Brno).  
Tab. 1: Location of earthquake from 6. 1. 2012 after bulletin EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre) and according to computation in IPE (Institute of Physics of the Earth, Faculty of Science, MU, Brno).



u Znojma šlo o výjimečný projev seismické aktivity v jinak seismicky klidném regionu.

Zemětřesení ze dne 6. 1. 2012 z regionu jv. od Poznaně, spolu s podobnými výjimečnými projevy seismické aktivity, např. z regionu Kaliningradu a sz. okolí Znojma, ukazují, že i v seismicky klidných oblastech je nutné počítat s možným výskytem slabých až středně silných zemětřesení s hodnotou lokální magnituda od 3 do 5.

Obr. 3: Pozice epicentra zemětřesení z 6. 1. 2012 na tektonickém schématu regionu Polska (schéma převzato podle Dadlez 2006). Vysvětlivky: 1 – hlavní poruchy v krystalickém podloží; 2 – další významné zlomy; 3 – Variská deformační fronta a jz. ohraničení centrální polské elevace; PBTZ – zóna Poznań-Bydgoszcz-Toruń; PPF – zlom Paproć-Pniewy; GDC – zlomy Grzęzno-Drawno-Człopa; KCH – zóna Koszalin-Chojnice; GPP – zlomy Gopło-Ponętów-Poddębice.

Fig. 3: Location of epicenter of earthquake from 6. 1. 2012 in tectonic scheme of the Poland region (tectonic scheme after Dadlez 2006). Explanations: 1 – major fractures in the crystalline basement; 2 – other significant faults; 3 – Variscan deformation front and SW boundary of Mid-Polish Swell; PBTZ – Poznań-Bydgoszcz-Toruń Zone; PPF – Paproć-Pniewy Fault; GDC – Grzęzno-Drawno-Człopa faults; KCH – Koszalin-Chojnice Zone; GPP – Gopło-Ponętów-Poddębice faults.

### Poděkování

Príspevek vznikl s finanční podporou projektů CzechGeo/EPOS program č. LM2010008 a ESF/MŠMT projekt CZ.1.07/2.3.00/20.0052 „Výzkumný tým pro ukládání radioaktivních odpadů a jadernou bezpečnost“.

### Literatura

- Badura, J. – Zuchiewicz, W. – Štěpančíková, P. – Przybylski, B. – Kontny, B. – Cacoń, S. (2007): The Sudetic Marginal Fault: A young morphotectonic feature at the NE margin of the Bohemian Massif, Central Europe. – *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 4, 4, 7–29. Praha.
- Dadlez, R. (2006): The Polish Basin—relationship between the crystalline, consolidated and sedimentary crust. – *Geological Quarterly*, 50, 1, 43–58. Warszawa.
- Dadlez, R. – Marek, S. – Pokorski, J. (ed.) (2000): Geological map of Poland without Cainozoic deposits, 1 : 1 000 000. – Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dadlez, R. – Grad, M. – Guterch, A. (2005): Crustal structure below the Polish Basin: Is it composed of proximal terranes derived from Baltica? – *Tectonophysics*, 411, 111–128.
- Guterch, B. (2009): Sejsmicznosc Polski w świetle danych historycznych. – *Przegląd Geologiczny*, 57, 6, 513–520.
- Haviř, J. – Pazdírková, J. – Skácelová, Z. – Sýkorová, Z. (2001): Tektonická mikrozemětřesení registrovaná na Moravě a ve Slezsku v roce 2000. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2000*, 105–108.
- Husebye, E. S. – Mäntyniemi, P. (2005): The Kaliningrad, West Russia earthquakes on the 21<sup>st</sup> of September 2004—Surprise events in a very low-seismicity area. – *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 153, 227–236.
- Jarosiński, M. – Poprawa, P. – Ziegler, P. A. (2009): Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. – *Geological Quarterly*, 53, 1, 3–26.
- Malinowski, M. (2009): Structure of the crust/mantle transition beneath the Variscan foreland in SW Poland from coincident wide-angle and near-vertical reflection data. – *Tectonophysics*, 471, 260–271.
- Malinowski, M. – Grad, M. – Guterch, A. – Takács, E. – Śliwiński, Z. – Antonowicz, L. – Iwanowska, E. – Keller, G. R. – Hegedüs, E. (2007): Effective sub-Zechstein salt imaging using low-frequency seismics — Results of the GRUNDY 2003 experiment across the Variscan front in the Polish Basin. – *Tectonophysics*, 439, 89–106.
- Špaček, P. – Sýkorová, Z. – Pazdírková, J. – Švancara, J. – Haviř, J. (2006): Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). – *Studia geophysica et geodaetica*, 50, 2, 233–258.

## FÁZOVÉ SLOŽENÍ STRUSEK PO TAVBĚ STŘÍBRNÝCH RUD NA HAVLÍČKOBRODSKU

Phase composition of slags produced by silver metallurgy in the Havlíčkův Brod Ore District

Kateřina Janíčková<sup>1</sup>, Zdeněk Dolníček<sup>1</sup>, Karel Malý<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: janickova.katerina@email.cz

<sup>2</sup> Muzeum Vysočiny Jihlava, Masarykovo nám. 55, 586 01 Jihlava

(23-22 Žďár n. Sázavou)

**Key words:** Havlíčkův Brod Ore District, silver smelting, slag

### Abstract

Phase composition of Medieval slags produced by silver metallurgy was studied at four localities near Havlíčkův Brod (Stříbrné Hory 1 and 2, Utín, and Hesov). Different types of slags were studied by polarizing microscope in transmitted and reflected light. Consequently, selected phases were analysed by WDX and EDX. Major components are represented by glass (dominant oxides: 64–36 wt. % SiO<sub>2</sub>, 44–15 wt. % FeO, 11–2 wt. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and 8–2 wt. % CaO), olivine (83.5 mol. % fayalite, 13.8 mol. % tephroite), and rarely wüstite. Other minerals that occur in sulphidic droplets are pyrrhotite, rudashevskyite, Cu-Fe-S phase, Cu-Fe-Ag-S phase, and Pb-Fe-Cl phase.

### Úvod

Okolí Havlíčkova Brodu je spojeno s těžbou stříbrné rudy již od poloviny 13. století. Na konci tohoto století dochází k útlumu dolování a předpokládá se, že hlavní ložiska byla z větší části vytěžena. Mezi 16. a 17. stoletím dochází k obnovení těžby a ražbě nových důlních děl. Pozdější pokusy o těžbu už nebyly úspěšné (Rous 2003).

Cílem předloženého příspěvku je charakterizovat historické strusky po zpracování stříbrných rud s ohledem na jejich fázové složení na vybraných lokalitách v havlíčkobrodském rudním revíru. Této otázce dosud nebyla věnována systematická pozornost (Stránský et al. 2001, Stránský et al. 2002, Rous – Malý 2004, Koišová 2007).

V rámci této práce jsou podrobněji charakterizovány strusky z lokalit Stříbrné Hory 1 a 2, Utín a Hesov (obr. 1).

Lokalita Stříbrné Hory 1 se nachází asi 800 m od Stříbrných Hor po silnici 1/19 směrem na Příbyslav. Strusky byly odebrány ze zářezu Borovského potoka přibližně 20 metrů od mostu směrem proti proudu. GPS souřadnice jsou 49° 35,963' N, 15° 42,126' E.

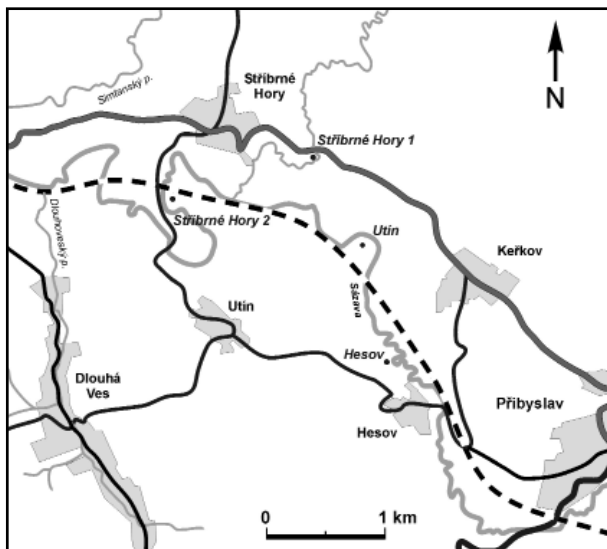
Pod železničním nadjezdem nedaleko zastávky Stříbrné Hory (k. ú. Utín) se nachází lokalita Stříbrné Hory 2. Strusky byly odebrány povrchovým sběrem při okraji pole asi 150 m na JV od nadjezdu. GPS souřadnice jsou 49° 35,795' N, 15° 41,118' E.

Lokalita Utín (k. ú. Utín) se nachází na louce ve výrazném meandru řeky Sázavy asi 1 km sz. od obce Keřkov (Rous – Malý 2004, Koišová 2007). Strusky byly odebrány na louce v místech, kde byla tráva viditelně světlejší. GPS souřadnice jsou 49° 35,566' N, 15° 42,442' E.

Lokalitu Hesov lze nalézt 400 m s. od obce Hesov v místech, kde řeka Sázava výrazně meandruje. Strusky se nacházely v levostranném, nejzaškrćenějším meandru v zářezu řeky. GPS souřadnice jsou 49° 35,011' N, 15° 42,682' E.

### Materiál a metodika

Makroskopicky jsou strusky z jednotlivých lokalit od sebe nerozlišitelné. Tvoří větší (až 13 cm) masivní kusy s povrchem připomínajícím provazové lávy. Obsahují větší množství spíše menších bublin nejčastěji okolo 1 cm a menší nebo velké dutiny (5 cm) protáhlého a zploštělého, až silně nepravidelného tvaru, jejichž vnitřní povrch je černý a lesklý. Na povrchu jsou strusky tmavě hnědé až rezavě hnědé, mohou být také tmavě šedé či nazelenalé. Na řezu jsou tmavě šedé, mohou obsahovat sulfidické kapky, někdy jsou již pouhým okem patrné lišty minerálů či neroztavená zrna křemene. Tento typ strusek na lokalitách jednoznačně převažuje.



Obr. 1: Geografická pozice studovaných lokalit.

Fig. 1: Geographic position of the studied sites.

Dále se vyskytují drobnější (nejčastěji 4–5 cm velké) nepravidelně členité a ostrohranné úlomky silně pórovité strusky. Povrch je tmavě hnědý až silně rezavý, pokrytý limonitem. Vzácněji jsou se skelným leskem. V průřezu jsou barevně velmi nehomogenní, od světle šedé do tmavě šedé či nazelenalé, nezřídka obsahují uzavřené uhlíky, zrna křemene, lištovité krystaly či sulfidické kapky.

Posledním typem strusky jsou hladké ploché kusy. Na povrchu jsou tmavě hnědé či tmavě šedé, v řezu tmavě šedomodré a téměř bez pórů. Jsou tvořeny pouze sklovitou hmotou. Hladký kus strusky s patrnou proudovou texturou je tmavě šedý s ostře ohraničenými světle šedobílými proužky. Struska je na řezu šedá až nazelenalá s malým množstvím pórů spíše při okrajích.

Pro stanovení fázového složení vzorků byly použity metody mikroskopie leštěných výbrusů a nábrusů v procházejícím a odraženém polarizovaném světle na katedře geologie PřF UP v Olomouci. Chemické složení vybraných fází bylo analyzováno v Ústavu geologických věd PřF MU v Brně na scanovacím elektronovém mikroskopu JEOL 6490 LV s připojeným EDX analyzátozem (analyzoval J. Štelcl). Analýzy fází v sulfidických kapkách a skelné fáze byly provedeny na téže pracovišti ve WDX módu elektronovou mikrosondou Cameca SX100 (analytik P. Gadas).

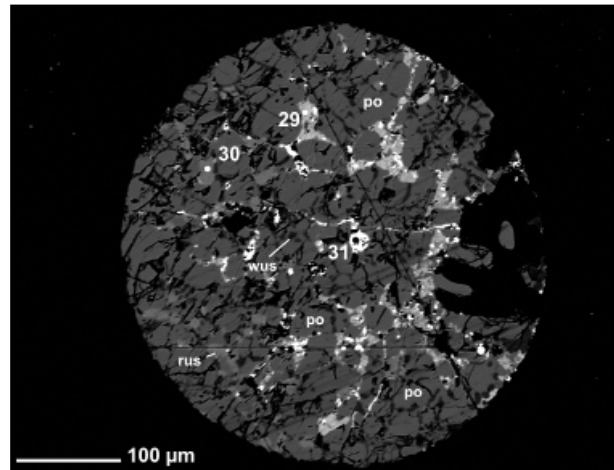
**Výsledky**

Prevažující složkou ve všech typech strusek je skelná fáze. Sklo je v procházejícím světle ve výbruse hnědé až tmavě hnědé, v mnoha případech je po zbrúsení výbrusu na standardní tloušťku skelná fáze neprůhledná. Také bývá často rekrystalizovaná a v tom případě má sférolitickou strukturu. Často obsahuje tmavší hnědé, špatně průhledné, okrouhlé a oválné, méně často nepravidelné skvrnky o velikosti od 25 µm po 750 µm, které se však v odraženém světle nijak neliší od okolního světlého skla.

	25	26	BP1_04	BP1_12	BP2_04
SO <sub>3</sub>	2,70	1,37	1,38	1,36	1,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	0,31	-	-	-
SiO <sub>2</sub>	36,43	47,05	48,58	63,89	44,90
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,28	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,46	6,67	5,09	7,56	4,44
Au <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,11	-	-	-
MgO	1,03	1,33	1,99	0,92	1,90
CaO	4,24	4,44	1,72	2,45	1,89
MnO	6,78	4,59	2,82	1,39	3,57
FeO	44,41	29,12	33,17	16,18	38,25
CuO	0,06	0,15	-	-	-
ZnO	2,02	2,83	2,76	1,23	2,08
PbO	0,05	0,32	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0,91	2,06	2,49	4,13	1,64
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,53	-	0,89	-
Total	103,01	101,22	100	100	100

Tab. 1: Reprezentativní analýzy skelné fáze z lokality Stříbrné Hory 1 (hm. %), EDX analýzy jsou přepočítány na sumu 100%. Obsahy Sb, Co, Ni, Ag, F a Cl byly ve všech analýzách pod mezí stanovitelnosti.

Tab. 1: Representative analyses of glassy phase from Stříbrné Hory 1 site (wt. %), EDX analyses are recalculated to sum 100%. The Sb, Co, Ni, Ag, F, and Cl contents were always below detection limit.



Obr. 2: Kompozičně nehomogenní sulfidická kapka ze strusky z lokality Stříbrné Hory 1. Fotografie v odražených elektronech, foto P. Gadas. 29 – Cu-Fe-S fáze; 30 – rudashevskyit; 31 – Pb-Fe-Cl fáze; po – pyrrhotin; rus – rudashevskyit; wus – wüstit.

Fig. 2: Compositionally inhomogeneous sulphidic droplet in slag from Stříbrné Hory 1 site. The BSE image, photo P. Gadas. 29 – Cu-Fe-S phase; 30 – rudashevskyite; 31 – Pb-Fe-Cl phase; po – pyrrhotite; rus – rudashevskyite; wus – wüstite.

U strusek s fluidální strukturou byly patrné různě barevné zóny od hnědé po zelenohnědou. Nejvíce se na složení podílí SiO<sub>2</sub> (64–36 hm. %), FeO (44–15 hm. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11–2 hm. %), CaO (8–2 hm. %). Z těžkých kovů lze zmínit zvýšený podíl ZnO (2,5 hm. %) a jen velmi nízký obsah PbO (0,2 hm. %) (tab. 1).

Olivín je tvořen lištami, jejichž velikost a morfologie se liší velmi nepravidelně a skokově. Větší lišty (až 2 mm) vytváří vějířovité agregáty či se křížovité prorůstají, tvoří také kostrovité struktury, které mohou přecházet až do jemnozrnného fayalitu. Může také vznikat jako produkt devitrifikace skla. Vzácně bylo nalezeno zrno hypautomorfně omezené, které bylo uzavřeno v sulfidické kapce. Na mikrosondě nebyla u tohoto zrna zjištěna

	24	27
SiO <sub>2</sub>	28,85	28,26
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,03
MgO	0,23	0,31
CaO	0,58	0,87
MnO	9,72	9,72
FeO	59,60	59,88
NiO	0,07	0,01
ZnO	1,14	0,64
SrO	0,00	0,06
BaO	0,03	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,08
Total	100,45	100,28
Si <sup>4+</sup>	0,98	0,96
Al <sup>3+</sup>	0,00	0,01
V <sup>3+</sup>	0,01	0,00
Mg <sup>2+</sup>	0,01	0,02
Ca <sup>2+</sup>	0,02	0,03
Mn <sup>2+</sup>	0,28	0,28
Fe <sup>2+</sup>	1,69	1,71
Zn <sup>2+</sup>	0,03	0,02
Na <sup>+</sup>	0,01	0,00
Catsum	3,02	3,03
<b>mol % koncových členů</b>		
fayalit	83,7	83,2
forsterit	0,6	0,8
tefroit	13,8	13,7
larnit	1,0	1,6
willemit	1,4	0,8

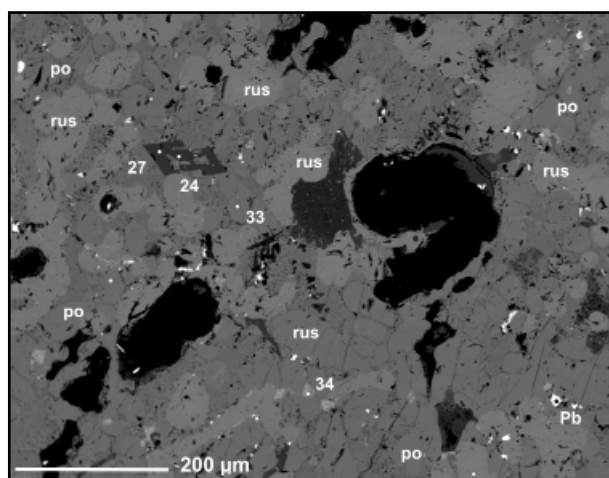
Tab. 2: Chemické složení olivínu z lokality Stříbrné Hory 1 (hm. %) a přepočet na empirický vzorec na bázi čtyř atomů kyslíku. Čísla analýz odpovídají analyzovaným bodům na obr. 3. Obsahy V, K, Cl a F byly ve všech analýzách pod mezí stanovitelnosti.

Tab. 2: Chemical composition of olivine from Stříbrné Hory 1 site (wt. %). The empirical formulae were recalculated on the basis of 4 oxygens. Analyse numbers correspond to analysed points on Fig. 3. The V, K, Cl, and F contents were always below detection limit.

zonálnost, v centru i na okraji krystalu byly obsahy hlavních oxidů téměř totožné (obr. 2, tab. 2). Převažujícím koncovým členem je fayalit (asi 83,5 mol. %), částečně zastupovaný tefroitovou komponentou (asi 13,8 mol. %).

Vzácně se může vyskytovat wüstit, který tvoří eutektické srůsty s fayalitem ve skle, v některých případech je u těchto srůstů pozorovatelná myrmekitová struktura. V odraženém světle je světle šedý, izotropní.

Křemen bývá částečně korodován taveninou, která tvoří kolem křemenných zrn lemy světle žlutého až šedého mléčně zakaleného skla. Zrna jsou oblá, jen vzácně ostrohranná, rozpraskaná, slabě zakalená až neprůhledná. Po prasklinách občas proniká sekundární limonit. Zrna jsou rovnoměrně obsažená v celém objemu strusky.



Obr. 3: Kostrovitě omezený olivín z lokality Stříbrné Hory 1 uložený v sulfidické kapce. Fotografie v odražených elektronech, foto P. Gadas. 24 – olivín střed; 27 – olivín okraj; 33 – pyrhotin; 34 – Cu-Fe-Ag-S fáze; rus – rudashevskyit; po – pyrhotin; Pb-Pb-fáze. Fig. 3: Skeletal olivine from Stříbrné Hory 1 site hosted by a sulphidic droplet; The BSE image, photo P. Gadas. 24 – olivine core; 27 – olivine rim; 33 – pyrrhotite; 34 – Cu-Fe-Ag-S phase; rus – rudashevskyite; po – pyrrhotite; Pb-Pb-phase.

Sulfidické kapky jsou převážně sférické a kompozičně nehomogenní. Jejich velikost je až do 3 mm. Převládajícími fázemi jsou pyrhotin a rudashevskyit (obr. 2, 3). Menší inkluze jsou obvykle tvořeny jen pyrhotinem, jehož individua jsou xenomorfně omezena. Jeho chemické složení (tab. 3) je takřka bez příměsí, obsahy Mn a Cu se pohybují jen v řádech setin apfu. Rudashevskyit je omezen automorfně, hypautomorfně i xenomorfně; automorfní a hypautomorfní zrna jsou uzavírána v pyrhotinu (obr. 3). V odraženém světle se v PPL jeví jako světle šedý, v XPL je izotropní a bez vnitřních reflexů. Příměsí jsou jen nepatrné a pohybují se v setinách apfu (Mn a Cu). V jednom případě byl detekován také nízký obsah In (0,02 hm. %). Dále byl nalezen covellin, který tvoří xenomorfní drobná zrna. Při studiu na mikrosondě byla také zjištěna fáze, u níž bylo v EDX spektru identifikováno pouze olovo (Pb) a fáze Cu-Fe-S, Cu-Fe-Ag-S a Pb-Fe-Cl, které nejsou stechiometrické a svým složením odpovídají spíše pevným roztokům (tab. 3). Pb-fáze tvoří izometrická, vzácněji protáhlá, v odraženém světle tmavě šedá zrna. Cu-Fe-S fáze je xenomorfní, tvarem protáhlá či různě členitá. V odraže-

	30	33	29	34	31
Mn	1,50	0,43	0,20	-	-
Fe	38,45	60,93	16,17	15,12	2,47
Cu	0,86	0,87	55,36	46,50	0,19
Zn	23,37	0,10	0,05	-	-
Ag	0,00	0,00	0,58	9,63	0,35
Cd	0,02	0,02	0,03	0,00	0,17
In	0,02	0,00	0,00	-	-
Sb	-	-	-	0,00	0,12
Pb	-	-	-	0,25	81,15
Bi	-	-	-	0,00	0,21
Te	-	-	-	2,74	0,03
As	0,00	0,05	0,00	0,00	0,37
S	35,14	36,92	26,97	30,49	0,10
Cl	-	-	-	0,00	10,99
Total	99,39	99,36	99,36	104,75	96,12
Mn	0,02	0,01	0,00	-	-
Fe	0,63	0,95	0,34	0,28	0,10
Cu	0,01	0,01	1,04	0,77	0,01
Zn	0,33	0,00	0,00	-	-
Ag	0,00	0,00	0,01	0,09	0,01
Pb	-	-	-	0,00	0,88
Catum	0,99	0,97	1,39	1,16	1,00
Te	-	-	-	0,02	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
S	1,00	1,00	1,00	1,00	0,01
Cl	-	-	-	0,00	0,70
Ansum	1,00	1,00	1,00	1,00	0,71

Tab. 3: Chemické složení sulfidických fází (hm. %) z lokality Stříbrné Hory 1. Vzorce rudashevskyitu (analýza č. 30), pyrhotinu (anal. č. 33), Cu-Fe-S fáze (anal. č. 29) a Cu-Fe-Ag-S fáze (anal. č. 34) jsou přepočteny na 1 aniont, vzorec Pb-Fe-Cl fáze (anal. č. 31) přepočten na 1 atom Pb+Fe+Zn+Cu. Čísla analýz odpovídají analyzovaným bodům na obr. 2 a 3. Obsahy Co, Ni, Au a Se byly ve všech analýzách pod mezí stanovitelnosti.

Tab. 3: Chemical composition of sulphidic phases (wt. %) from Stříbrné Hory 1 site. The formulae of rudashevskyite (analysis No. 30), pyrrhotite (No. 33), Cu-Fe-S phase (No. 29), and Cu-Fe-Ag-S phase (No. 34) are recalculated on 1 anion, the formula of Pb-Fe-Cl phase (No. 31) is recalculated on 1 atom of Pb+Fe+Zn+Cu. Analyse numbers correspond to analysed points on Fig. 2 and 3. The Co, Ni, Au, and Se contents were always below detection limit.

ném světle je hnědobéžová, tmavší než pyrhotin, v XPL se jeví jako izotropní. Cu-Fe-Ag-S fáze je v odraženém světle žlutější než pyrhotin, tvoří drobná xenomorfní, spíše izometrická zrna. Anizotropie, pokud vůbec je, je špatně pozorovatelná na pozadí silně anizotropního pyrhotinu. Pb-Fe-Cl fáze se složením blíží laurionitu (PbCl(OH)) či mendipitu (Pb<sub>3</sub>Cl<sub>2</sub>O<sub>2</sub>), tvoří drobné xenomorfní izometrické zrno v blízkosti póru, takže nelze zcela vyloučit její supergenní původ. Sulfidické fáze jsou přítomny pouze v sulfidických kapkách.

#### Diskuze a závěr

Středověké strusky po tavbě stříbrných rud ze zkoumaných lokalit jsou tvořeny převážně sklem a fayalitem, v menší míře přistupuje wüstit a sulfidy. Jejich složení je poměrně jednoduché a oproti struskám z jiných evropských lokalit chybí některé obvyklé fáze jako je spinel či pyroxen – např. Bohutín u Příbrami (Ettler et al. 2009),

Wiesloch u Heidelbergu (Ströbele et al. 2010), Massa Marittima v Toskánsku (Manasse – Mellini 2002).

Pro vznik pyroxenů je důležitý relativně vyšší obsah CaO, ten je ovšem v havlíckobrodských struskách nízký (přibližně 4 hm. % ve skle) oproti struskám s pyroxenem z jiných lokalit, kde se obsah CaO pohybuje až v rozmezí 12–20 hm. % (Manasse – Mellini 2001, Manasse – Mellini 2002, Ströbele et al. 2010). Další možností je, že zchlazení proběhlo příliš rychle a pyroxen tedy nestačil vzniknout (Ettler et al. 2009).

Absence spinelidů může svědčit o redukční atmosféře pece a méně efektivních technologiích hutnění. Díky redukčnímu prostředí v peci nevznikaly oxidické fáze s obsahem Fe<sup>3+</sup> a nejspíše se hutnilo také při nižších teplotách, než jaké dosahovaly pece s „ventilací“ (Hauptmann 2007, Manasse – Mellini 2002).

Detekovatelný obsah In v rudashevskyitu a Te v Cu-Fe-Ag-S fázi poukazuje na lokální provenienci zpracovávané rudy: sfalerity z okolí Havlíčkova Brodu mají průměrný obsah 784 ppm In (Dobeš – Malý 2001)

a akcesorickou součástí rudnin jsou lokálně i telluridy (Mastíková 2011). Méně obvyklý je také vyšší obsah MnO ve skle (až 6,8 hm. %) a olivínech (9,7 hm. %), který se do strusky pravděpodobně dostal z karbonátů klasifikovaných jako rodochrozit, Mn-bohatý dolomit a Mg-bohatý kutnohorit v hlušíně (Dobeš – Malý 2001). Ty nejspíše ovlivnily i nižší hodnoty CaO.

Neroztavená zrna křemene dokazují neúplné protavení vsázky a teplotu nižší, než je teplota tání křemene (1 713 °C). Teploty likvidu byly experimentálně změřeny pro podobné typy strusek v rozmezí 1 100–1 300 °C (Manasse – Mellini 2001, Manasse – Mellini 2002, Ströbele et al. 2010).

#### Poděkování

*Autoři děkují doc. RNDr. J. Štelcovi, CSc. a Mgr. P. Gadasovi (PřF MU Brno) za stanovení chemismu struskových fází na mikrosondě a prof. B. Fojtovi (PřF MU Brno) za vstřícné recenzní posouzení rukopisu. Práce vznikla jako součást grantového projektu IGA UP č. PřF/2012/004.*

#### Literatura

- Dobeš, P. – Malý, K. (2001): Mineralogie polymetalických rudních výskytů ve střední části havlíckobrodského revíru. – Vlastivědný sborník Vysočiny, odd. věd přírodních, 15, 51–85.
- Ettler, V. – Červinka, R. – Johan, Z. (2009): Mineralogy of medieval slags from lead and silver smelting (Bohutín, Příbram district, Czech Republic): towards estimation of historical smelting condition. – *Archaeometry*, 51, 6, 987–1 007.
- Hauptmann, A. (2007): The archaeometallurgy of copper: evidence from Faynan, Jordan. – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Koišová, E. (2007): Vliv historické hutnické činnosti na životní prostředí (středověká metalurgie stříbra v havlíckobrodském rudním revíru). – MS, bakalářská práce, PřF UP Olomouc.
- Manasse, A. – Mellini, M. (2001): Chemical and textural characterisation of medieval slags from the Massa Marittima smelting sites (Tuscany, Italy). – *Journal of Cultural Heritage*, 3, 187–198.
- Manasse, A. – Mellini, M. (2002): Archaeometallurgical slags from Kutná Hora – *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 8, 369–384.
- Mastíková, E. (2011): Mineralogie a podmínky vzniku vybraných mineralizací v lomu Pohled (moldanubikum). – MS, diplomová práce, PřF UP Olomouc.
- Rous, P. (2003): Stříbrorudné hornictví na Havlíckobrodsku od 13. do 17. století. – *Archeologia technica*, 15, 49–58.
- Rous, P. – Malý, K. (2004): Průzkum terénních stop po zpracování polymetalických rud na havlíckobrodsku. – *Mediaevalia archaeologica*, 6, 121–144.
- Stránský, K. – Brhel, J. – Blažíková, J. (2001): Stříbrné Hory u Přibyslavi – rozbor rud a strusek po zpracování stříbra. – *Z dějin hutnictví*, 30, 68–76.
- Stránský, K. – Buchal, A. – Winkler, Z. (2002): Simtany u Havlíčkova Brodu – stopy po těžbě a hutnickém zpracování stříbrných rud. – *Archeologia technica*, 14, 21–26.
- Ströbele, F. – Wenzel, T. – Kronz, A. – Hildebrandt, L. H. – Markl, G. (2010): Mineralogical and geochemical characterization of high-medieval lead–silver smelting slags from Wiesloch near Heidelberg (Germany) – an approach to process. – *Archaeological and Anthropological Sciences*, 2, 191–215.

## FÁZOVÉ SLOŽENÍ STŘEDOVĚKÝCH STRUSEK PO TAVBĚ Pb-Ag RUD Z HUTNICKÉHO AREÁLU PLANDRY U JIHLAVY

Phase composition of Medieval slags after smelting of Pb-Ag ores from the metallurgical complex Plandry near Jihlava

Jaroslav Kapusta<sup>1</sup>, Zdeněk Dolníček<sup>1</sup>, Karel Malý<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc; e-mail: jaroslav.kapusta@gmail.com

<sup>2</sup> Muzeum Vysočiny Jihlava, Masarykovo nám. 55, 586 01 Jihlava

(23–23 Jihlava)

**Key words:** Jihlava ore district, archaeometallurgy, slag

### Abstract

Slags after silver smelting from the metallurgical site Plandry near Jihlava were examined in order to assess the conditions of smelting and composition of the charge. Samples were studied by a polarizing microscope in transmitted and reflected light and selected phases were analyzed using electron microprobe. Two different types of slag were specified on the basis of their phase composition. The first is made up of glass, olivine, and sulphides. In the second type, olivine and glass predominate and spinelide, K-Ba-feldspar, leucite, and sulphides are present in less quantity. Sulphides are present as droplets formed by the Cu-Fe-S matrix with inclusions of shandite, sphalerite, and an unknown Cu-Pb-S phase. Slag contains also relicts of unmelting quartz and chromspinel. The presence of Fe<sup>3+</sup> in newly formed spinelide reflects at least partially oxidic conditions during melting. The mesothermal type of ore with gangue formed by quartz, barite, and carbonate of the dolomite-ankerite series was probably processed. Low contents of lead in glass as well as low volume of Pb-Ag-bearing sulphides reflect good yield of metals of interest (Pb, Ag). Slags represent a potential environmental hazard due to relatively high contents of Zn (up to 6.6 wt. % ZnO in the glass).

### Úvod

Zájmová lokalita spadá do jihlavského rudního revíru. Ten je v nejužším slova smyslu chápán jako území o celkové rozloze okolo 63 km<sup>2</sup> vymezené obcemi Zbornou, Kostelcem, Výskytnou, Rančířovem, Kosovem, Malým Beranovem a Bedřichovem (Malý 1999, Šamalová 2007). Žilná Pb-Zn-Ag mineralizace jihlavského rudního revíru je vázána na zlomové struktury v jednotvárné skupině moldanubika (Zajíček 1983). Na základě izotopového složení S a O a minerálních asociací je možné vyčlenit dva typy mineralizace, vysokoteplotní a mesotermální. Podstatnými složkami obou typů jsou sfalerit s galenitem, ke kterým přistupují pyrit s arsenopyritem a v menším až akcesorickém množství chalkopyrit, pyrhotin, tetraedrit, freibergit, pyrargyrit a argentit. Žilovinou je křemen s karbonáty, u mineralizací vznikajících za středních až nižších teplot je přítomen v proměnlivém množství i baryt (Malý et al. 2008). Tetraedrit, pyrargyrit a freibergit jsou obvykle v rudě přítomny jen jako inkluze v galenitu (Malý 1999). Galenit je tak hlavním nositelem stříbra, ač samotné obsahy Ag v galenitu se pohybují v prvních stovkách ppm (Malý 2004). Zde je třeba však uvést, že se vychází ze současných nálezů z odvalů a tak se dá jen dohadovat, nakolik stříbrem bohatý byl galenit těžený v prvních etapách dolování.

Největší význam v této oblasti měla především starohorská dislokační zóna, na kterou byly vázány počátky těžby. Těžba zde začala přibližně v 30. letech 13. stol. a intenzivně zde probíhala až do konce 13. stol. (Vosáhlo 2004). Druhá etapa, která je zasazena přibližně do období mezi 15.–17. stol. byla zaměřena spíše na ověřování a případně obnovu starých důlních děl nebo byla spojena se snahou nalézt pokračování dosud nedotčených mineralizovaných struktur. Poslední významná etapa zaměřená spíše na prozkoumání a evidenci starých děl proběhla v 18. stol. (Vosáhlo 1995).

Celý proces extrakce stříbra z rudy byl složen z různého množství úkonů, které se liší podle typu zpracovávané rudy. Velmi zjednodušeně se dá shrnout do čtyř hlavních bodů (Ströbele et al. 2010, Vaněk – Velebil 2007):

- a) mechanická úprava,
- b) pražení,
- c) redukční tavení,
- d) kupelace.

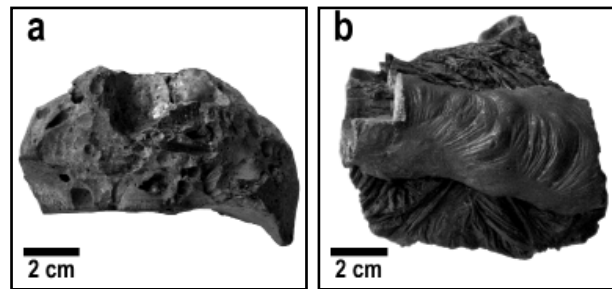
Výsledkem redukčního tavení byla slitina označovaná jako hutní olovo, do kterého se vázalo stříbro z rudy. V případě chudých rud se tato slitina vracela do procesu redukčního tavení a obohacovala se tak stříbrem. Při oddělování stříbra z hutního olova při tzv. kupelaci byla tato slitina roztavena a na její povrch byl vháněn vzduch, olovo oxidovalo na PbO, ten byl z povrchu odstraňován. Výsledkem bylo stříbro různé ryzosti, které se dále upravovalo. Největší objemy strusky tedy vznikaly ve fázi redukčního tavení (Vaněk – Velebil 2007).

Složení strusky se dá obvykle poměrně dobře aproximovat prostřednictvím SiO<sub>2</sub>, FeO, CaO a Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, menší jsou obsahy MgO a K<sub>2</sub>O. Z mineralogického hlediska jsou ve struskách nejběžnější vysokoteplotní Ca-Fe silikáty, v menším množství oxidy a obvykle ve formě kapek bývají zachyceny sulfidy a kovové slitiny. Nedišnou součástí strusek je i sklo a neroztavené reliktů žiloviny. Mineralogické složení strusek je pak odrazem složení rudy, příměsí, dosažené teploty a rychlosti chlazení (Ettler et al. 2001). Navíc, jak dokládají nálezy například i ze starohorského pásma, byla samotná struska po tavně stříbra často přidávána do nové vsázky a tím recyklována v následných tavněch (Malý 2004).

### Metodika a výsledky

Hutnický areál Plandry se nacházel v levém břehu hlavního meandru Bělokamenského potoka na GPS souřadnicích 49°25'6,060" N a 15°31'42,841" E. Velice podrobně se popisem lokality s ohledem na archeologii zabývá Šamalová (2007). Na základě studia archeologických nálezů zařazuje Šamalová (2007) působnost hutnického areálu do vrcholné éry jihlavského hornictví na přelomu 13.–14. stol. Vzorky k podrobnému studiu byly odebírány z koryta Bělokamenského potoka a z mikrosondáže o rozměru 1×1,5 m a hloubce 1 m. V sondě tvoří strusky horizont o celkové mocnosti až 60 cm, překrytý 20 cm mocnou vrstvou půdy. Strusky představují i podstatnou součást sedimentu současného koryta potoka. Podrobněji byl materiál studován polarizačním mikroskopem, vybrané fáze byly analyzovány metodou WDX na mikrosondě CAMECA SX100 v Brně na společném pracovišti Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity a České geologické služby. Bodové analýzy olivínů a skla byly provedeny za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 keV, proud 10 nA a průměr svazku 3 μm. Živce a leucit byly analyzovány za stejných napěťových a proudových podmínek, jen průměr svazku byl 2 μm. Sulfidy byly analyzovány při urychlovacím napětí 20 keV, proudu 25 nA, průměru svazku <1 μm a spinelidy při urychlovacím napětí 15 keV proudu 20 nA a průměru svazku <1 μm.

Rozměr odebraných vzorků se pohybuje od jednotek cm až po 15 cm. Tvar je vždy nepravidelný, stejně jako lom,

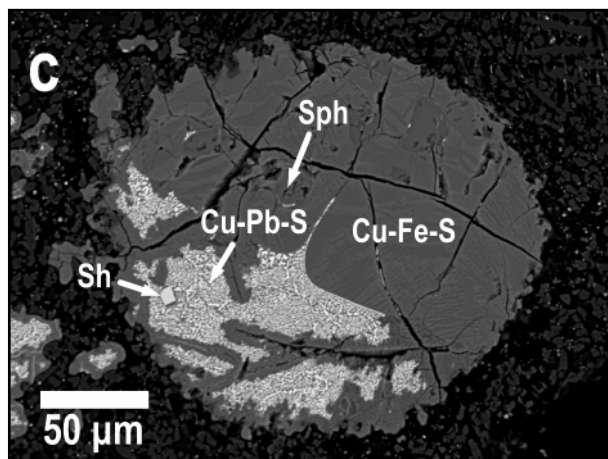
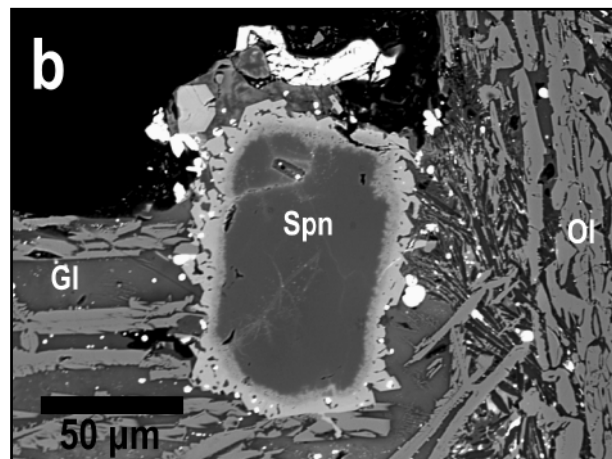
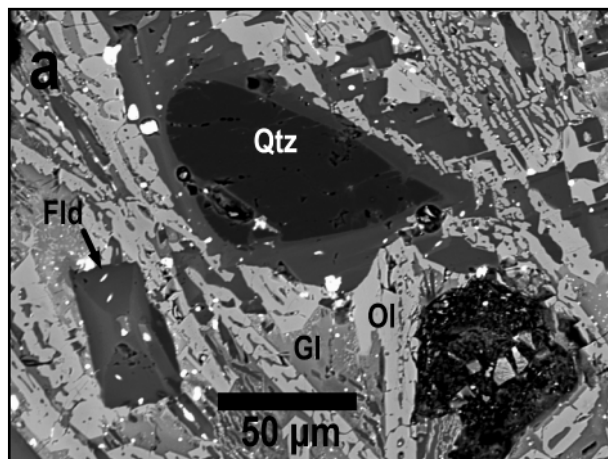


Obr. 1: Odebrané vzorky strusky z lokality Plandry: a – světle zbarvená varieta; b – povrch odrážející stopy po tečení.

Fig. 1: Samples of slag from the site Plandry: a – light-coloured variety; b – surface reflecting the flow.

lomné plochy jsou matné nebo skelně lesklé. Nejběžnější jsou ostrohranné úlomky, ale podařilo se najít i celotvary. Barva je proměnlivá, šedá (obr. 1a) až téměř černá. Na povrchu některých vzorků jsou pozorovatelné stopy po tečení připomínající povrch provazových láv (obr. 1b). Často jsou ve strusce zachyceny relikty žiloviny v podobě až několik milimetrů velkých, rozpraskaných, izometrických zrn křemene, případně kapky tvořené sulfidy. Běžné jsou drobné póry i několik centimetrů velké dutiny. Póry mají nepravidelný i přibližně sférický tvar a jejich distribuce je nahodilá.

Složení strusek zjištěné na základě studia pomocí polarizačního mikroskopu v procházejícím a odraženém světle, podpořené analýzami na mikrosondě, je násled-



Obr. 2: Snímky v odražených elektronech: a – K-Ba živce s přesypátkovou strukturou (Fld), oválný křemen (Qtz), olivín (Ol), sklo (Gl) a sulfidické fáze (bílé); b – zonální zrno spinelidu (Spn), olivín (Ol), sklo (Gl) a kapky sulfidických fází (bílé); c – sulfidická kapka tvořená Cu-Fe-S fází (lišty + matrice, popsáno v textu) s oválnými inkluzemi sfaleritu (Sph), izometrickým automorfním zrnem shanditu (Sh) a Cu-Pb-S fáze jako drobné bílé červíkovité inkluze. Foto P. Gadas.

Fig. 2: The BSE images: a – K-Ba feldspar with sandglass structure (Fl), oval quartz (Qtz), olivine (Ol), glass (Gl) and sulphide phases (white); b – zonal grain of spinelide (Spn), olivine (Ol), glass (Gl) and droplets of sulphide phases (white); c – a sulphide droplet formed by Cu-Fe-S phase (strips + matrix, described in the text) with oval inclusions of sphalerite (Sph), isometric euhedral grain of shandite (Sh) and Cu-Pb-S phase as subtle white wormlike inclusions. Photo P. Gadas.



dující: olivín, spinelidy, sklo, sulfidy, živec a leucit. Celkem byly identifikovány dva typy asociací (sulfidy jsou běžné v obou typech):

- olivín, sklo,
- spinelid, olivín, živec, leucit, sklo.

Olivín představuje nejčetnější krystalickou fázi strusek, zároveň je nejproměnlivější ve své morfologii a to i v rámci jednoho vzorku. Nejtýpější jsou olivíny ve formě skeletálních jehlicovitých krystalů, ty jsou jen několik desetin mm široké, ale až několik milimetrů dlouhé. V asociaci b) se nachází i zcela automorfně omezená, přibližně izometrická zrna. Interferenční barvy odpovídají II. řádu. Analytická data (tab. 1) ukazují, že na složení olivínu se významnou měrou podílí fayalitová a forsteritová komponenta. Přítomnost tak vysokých obsahů forsteritové složky (5,3–9,2 hm. % MgO, odpovídající 13–22 mol. % forsteritové molekuly) není v těchto struskách běžná. Neobvyklé

jsou i nízké obsahy Ca (maximálně 0,7 hm. % CaO); tak nízké obsahy nejsou ani v relativně na CaO chudých raně krystalizujících olivínech popisovaných ze strusek z příbramského rudního revíru (Ettler et al. 2001). Zajímavé jsou i zvýšené obsahy Zn (5,7–6,3 hmot. % ZnO). Z výsledků WDX analýz byla potvrzena i přítomnost živce a leucitu (obr. 2a). Živec tvoří automorfní přibližně izometrická zrna, která někdy mají na fotografiích z odražených elektronů pozorovatelnou přesýpátkovou strukturu (obr. 2a). Z příměsí obsahuje zvýšené množství Fe (0,9–1,0 hm. % FeO), Zn (0,4–0,5 hm. % ZnO), Sr (0,1–0,3 hm. % SrO) a Ba (9,9–11,4 hm. % BaO). Leucit má podobu oválných zrn. Obsahuje příměs Ba (0,8 hm. % BaO), Fe (0,8 hm. % FeO) a Na (0,4 hm. % Na<sub>2</sub>O).

Spinelidy představují jedinou potvrzenou oxidickou fázi ve struskách. Předmětem WDX analýzy bylo izometrické zrno, které na snímku z odražených elektronů vykazuje zonálnost (obr. 2b), ta se projevuje tmavším

oválným jádrem a světlejším nepravidelným nárůstem na okraji zrna. Chemické složení (tab. 1) nasvědčuje tomu, že jádro je tvořeno dominantně spinelidem řady chromit-spinel (49 mol. % spinel, 42 mol. % chromit, 3 mol. % hercynit, 3 mol. % magnetit, 1 mol. % ulvöspinel a 1 mol. % galaxit). Složení okraje zrna je komplexnější a výrazně odlišné od chemismu jádra, zejména pokud jde o obsahy Fe, Mg, Cr, Ti a Zn. Vyjádřeno koncovými členy je složení okraje spinelidu následující: 63 mol. % magnetit, 14 mol. % ulvöspinel, 15 mol. % franklinit, 5 mol. % gahnit, 3 mol. % galaxit a 2 mol. % spinel.

Sklo je přítomno v proměnlivém množství ve všech typech studovaných strusek. Tvoří výplň mezi jednotlivými krystalickými fázemi. Výjimkou nejsou ani vzorky tvořené téměř výhradně sklovitou hmotou s pozorovatelnou fluidální mikrotexturou. Barva skla v PPL je zelenožlutá až zelenohnědá, v XPL je někdy pozorovatelná částečná devitrifikace, která se projevuje anizotropií. Z výsledků WDX analýz je patrné, že 90 % hmoty skla představuje suma sedmi oxidů: 44,4–47,9 hm. % SiO<sub>2</sub>, 14,1–14,8 hm. % FeO, 12,0 hm. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 7,0–8,9 hm. % CaO, 5,1–6,6 hm. % ZnO, 2,8–4,0 hm. % K<sub>2</sub>O a 1,9–3,3 hm. % PbO.

Při studiu v odraženém světle byla podrobněji věnována pozornost také až 0,2 mm velkým sulfidickým kapkám (obr. 2c). Hlavní matrice kapky je tvořena Cu-Fe-S fází. V matrici jsou uloženy drobné hypautomorfně

	olivín		spinelid		živec		leucit	sklo	
			střed	okraj					
SO <sub>3</sub>								0,55	0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,07						0,74	0,72
SiO <sub>2</sub>	31,64	31,56	0,02	0,49	58,38	55,02	57,07	47,88	44,37
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,06	0,35	4,48	0,10	0,14	0,01	0,81	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,33	29,93	4,26	19,67	21,13	22,15	11,97	11,96
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			34,98	0,31	0,02	0,01	0,00		
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,61	0,21	0,00	0,02	0,02		
FeO <sup>tot.</sup>	49,78	51,40	22,47	75,05	0,86	1,04	0,76	14,11	14,76
MnO	3,45	3,43	0,26	0,79	0,00	0,05	0,04	0,83	0,98
MgO	9,15	5,32	10,88	0,31	0,02	0,00	0,01	0,22	0,14
CaO	0,45	0,68	0,02	0,10	0,21	1,75	0,00	6,97	8,88
NiO			0,20	0,02					
ZnO	5,72	6,37	0,21	6,55	0,37	0,47	0,08	5,07	6,55
PbO	0,00	0,00						1,92	3,29
BaO					7,80	8,40	0,80		
SrO					0,13	0,25	0,00		
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,21			1,00	1,17	0,36	0,90	1,08
K <sub>2</sub> O	0,04	0,24			11,45	9,89	19,26	3,99	2,81
celkem	100,46	99,67	99,92	92,56	100,01	99,35	100,56	95,95	96,96
Si	1,00	1,02		0,02	2,84	2,72	2,05		
Ti			0,01	0,14		0,01			
Al		0,01	1,07	0,20	1,13	1,23	0,94		
Cr			0,84	0,01					
Fe <sup>3+</sup>			0,06	1,47					
Fe <sup>2+</sup>	1,32	1,39	0,50	0,91	0,03	0,04	0,02		
Mn	0,09	0,09	0,01	0,03					
Mg	0,43	0,26	0,49	0,02					
Ca	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,09	0,00		
Zn	0,13	0,15		0,20	0,01	0,02			
Ba					0,15	0,16	0,01		
Na					0,09	0,11	0,02		
K					0,71	0,62	0,88		
celkem	2,99	2,96	3,00	3,00	4,98	5,02	3,92		

Tab. 1: Reprezentativní výsledky WDX analýz olivínů, spinelidu, živce, leucitu a skla (hm. %). Empirické vzorce olivínů přepočteny na bázi 4 kyslíků, živec na 8 kyslíků a leucit na 6 kyslíků. Spinelidy byly přepočteny na 4 kyslíky a 3 kationty na vzorcovou jednotku. Tab. 1: Representative WDX analyses of olivine, spinelide, feldspar, leucite and glass (wt. %). The empirical formulae of olivine, feldspar and leucite are recalculated on basis of 4, 8, and 6 atoms of oxygen, respectively. Spinelides were recalculated on basis of 4 oxygens and 3 cations per formula unit.

	shandit	Cu-Fe-S		sfalerit
		lišty	matrice	
Pb	62,73	0,16	0,05	
Cu	1,86	55,27	60,91	1,55
Fe	0,48	14,15	11,15	11,12
Zn	0,05	0,32	0,13	53,06
Co	0,02	0,01	0,00	0,02
Mn	0,00	0,01	0,00	0,20
Sn	0,06	0,00	0,00	
Cd	0,00	0,01	0,00	0,01
Ag	0,00	0,29	0,30	
Ni	25,69	0,00	0,00	0,01
Se	0,00	0,04	0,00	
Sb	0,00	0,03	0,03	
As				0,08
S	9,99	30,30	28,35	34,25
celkem	100,89	100,60	100,92	100,30

Tab. 2: Výsledky WDX analýz sulfidů (hm. %).

Tab. 2: Results of WDX analyses of sulphides (wt. %).

omezené lišty složení podobného matrici, ale s nižšími obsahy Cu a vyššími Fe (viz tab. 2). V odraženém světle mají lišty béžovou a matrice hnědošedou barvu. Rozdíl je patrný i v BSE. Součástí kapky jsou i přibližně oválné inkluze sfaleritu, ten je také jediným nositelem zinku mezi sulfidickými fázemi. Obsahuje příměs Fe (11,1 hm. %) a Cu (1,6 hm. %). Cu-Fe-S fáze jsou jediné sulfidické fáze, u kterých byla zjištěna přítomnost Ag (max. 0,30 hm. % Ag). S Cu-Fe-S fází lokálně vytváří eutektické srůsty Cu-Pb-S fáze (obr. 2c), jejíž jednotlivá individua jsou však příliš malá pro provedení kvantitativní analýzy. Ojediněle bylo v dané asociaci zjištěno i izometrické automorfně omezené zrno Pb-Ni-S fáze stechiometricky odpovídající shanditu (obr. 2c), mající v odraženém světle stříbrnou barvu s nádechem do žluté. Kromě hlavních komponent obsahuje příměs Cu (1,9 hm. %) a Fe (0,5 hm. %). V odraženém světle je po obvodu celé kapky vidět jen několik  $\mu\text{m}$  mocný, sytě modře zbarvený a blíže neanalyzovaný lem tvořený pravděpodobně covellinem. Součástí strusek jsou i izometrická, oválná a silně rozpraskaná zrna křemene.

### Diskuze a závěr

Morfologie olivínu může být podle Donaldsona (1976) přibližným ukazatelem rychlosti tuhnutí taveniny. V případě asociace a) mohla být rychlost ochlazování i větší než  $1\,000\text{ }^\circ\text{C/h}$ , tuto možnost podporuje i absence dalších silikátů stejně jako dendritické krystaly peričkovitě rozvětveného olivínu. V případě asociace b) se teplota strusky snižovala přibližně rychlostí  $60\text{ }^\circ\text{C/h}$  a v některých partiích struska nechladla rychleji než  $7\text{ }^\circ\text{C/h}$  (izometrická automorfní zrna, téměř absence skla). Baryt byl většinou ze vsázky velice pečlivě odstraňován, jak ukazuje přítomnost barytového šterku ve Starých Horách (Malý 2004), ale zvýšené obsahy Ba v živcích (9,9–11,4 hm. % BaO) a v leucitu (0,8 hm. % BaO) lze chápat jako potvrzení jeho přítomnosti a dá se proto předpokládat, že na studované lokalitě byl zpracováván mesotermální typ rud.

Přítomnost spinelidů s trojmocným železem ve struktuře odráží alespoň částečně oxidické podmínky v průběhu tavby (Manasse – Mellini 2002). Chromem obohacené jádro snad představuje relik, který odolal tavení a poskytl tak krystalizační základ pro tvorbu lemu odlišného chemického složení. Absence vyšších obsahů Sb ve formě slitin nebo příměsí v sulfidech poukazuje buď na pečlivé pražení rudy nebo absenci většího množství minerálů stříbra jako je freibergit, tetraedrit nebo pyrrargyrit ve zpracovávaných rudách. Zajímavá je i přítomnost shanditu, protože minerál s podstatným obsahem Ni, který by byl součástí rudy, není v jihlavském rudním revíru popisován (Malý 1999). Dá se předpokládat, že vstupní ruda byla na karbonáty chudá nebo byly karbonáty z rudy odstraňovány v přípravných fázích a zároveň nebylo přidáváno větší množství tavidel na bázi CaO, jak potvrzují jeho nízké obsahy v olivínech, ale především skle (7,0–8,9 hm. % CaO) a absence na Ca bohatších silikátů jako melilit či klinopyroxeny, jinde běžných (např. Manasse – Mellini 2002). Z přítomnosti Ca a Mg se dá předpokládat, že vsázka obsahovala alespoň malé množství karbonátů dolomit-ankeritové řady. Olovo je ve struskách vedle sulfidické fáze, která představuje jen zlomek z celkového objemu, koncentrováno především ve skle, kde dosahuje hodnot až 3,3 hm. %. Obsahy olova ve skelné fázi strusek z Plander jsou v porovnání s podobným materiálem ze Starých Hor vyšší (Hrubý et al. 2007), ale i tak společně se zanedbatelným množstvím Ag poukazují na poměrně dobře zvládnutou technologii hutnění, což se nedá říci například o struskách příbramských, které obsahují ve skle až 48,9 hm. % PbO (Ettler et al. 2009).

Jak ukazuje např. práce Ettlera et al. (2001), objasnění teplotních podmínek panujících při tavbě z analýz skla prostřednictvím ternárního diagramu  $\text{SiO}_2\text{-FeO-CaO}$  používaného pro recentní strusky naráží na zásadní problém, kterým je nadhodnocení teplot. Zmíněná trojice oxidů celkem reprezentuje pouze 68,0–69,4 % hmoty sklovitých strusek, z čehož je patrné komplexnější složení a pro relevantní určení teploty by bylo nutné uvažovat více komponent.

Přítomnost Zn dokazuje, že snahou tehdejších hutníků nebylo odstranit ze vsázky sfalerit. Zinek se sice již při teplotách okolo  $900\text{ }^\circ\text{C}$  vypařuje (Vaněk – Velebil 2007), ale i tak jsou jeho obsahy v raně krystalických fázích, stejně jako ve skle, relativně vysoké (až 6,6 hm. % ZnO ve skle). Jako největší environmentální riziko je možné chápat Zn ve skle, neboť sklo podléhá zvětrávacím procesům nejrychleji a na rozdíl od olova zinek není fixován v navětralé části strusky (Ettler et al. 2001).

### Poděkování

Autoři děkují P. Gadasovi (MU Brno) za asistenci při práci na mikrosondě.

Práce byla podpořena projektem IGA UP PrF\_2012\_004.

### Literatura

- Donaldson, C. H. (1976): An experimental investigation of olivine morphology. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 57, 187–95.
- Ettler, V. – Legendre, O. – Bodéan, F. – Touray, J. C. (2001): Primary phases and natural weathering of old lead-zinc pyrometallurgical slag from Příbram, Czech Republic. – *Canadian Mineralogist*, 39, 873–88.
- Ettler, V. – Červinka, R. – Johan, Z. (2009): Mineralogy of medieval slags from lead and silver smelting (Bohutín, Příbram district, Czech Republic): Towards estimation of historical smelting conditions. – *Archaeometry*, 51, 6, 987–1 007.
- Hrubý, P. – Hejhal, P. – Malý, K. (2007): Těžba a úprava rud na jihlavských Starých Horách ve 13. století (Montánní archeologický výzkum a aplikace přírodovědných analýz). – *Stříbrná Jihlava 2007*, 238–269.
- Malý, K. (1999): Jihlava ore region – geology and mineralogy. – *Silver-mining and coinage of Jihlava (Iglau)*, 16–29.
- Malý, K. (2004): Mineralogické zhodnocení starohorských nálezů. – *Stříbrná Jihlava 2004*, 62.
- Malý, K. – Dobeš, P. – Fojt, B. (2008): Stable isotope and fluid inclusion study of polymetallic mineralization in Jihlava Ore District (Czech Republic). – *Mineralogia – Special Papers*, 32, 111–112.
- Manasse, A. – Mellini, M. (2002): Chemical and textural characterization of medieval slags from the Massa Marittima smelting sites (Tuscany, Italy). – *Journal of Cultural Heritage*, 3, 187–98.
- Ströbele, F. – Wenzel, T. – Kronz, A. (2010): Mineralogical and geochemical characterization of high-medieval lead-silver smelting slags from Wiesloch near Heidelberg (Germany) – an approach to proces reconstruction. – *Archaeological and Anthropological Sciences*, 2, 191–215.
- Šamalová, E. (2007): Zaniklý středověký hutnický areál Plandry u Jihlavy. – *Stříbrná Jihlava 2007*, 228–237.
- Vaněk, V. – Velebil, D. (2007): Staré hutnictví stříbra. – *Stříbrná Jihlava 2007*, 188–205.
- Vosáhlo, J. (1995): Metody vyhledávání a průzkumu stříbrorudných ložisek v rozmezí 13. až 18. století (se zřetelem k Jihlavskému rudnímu revíru). – *Stříbrná Jihlava 1995*, 29–43.
- Vosáhlo, J. (2004): Hornická činnost na starohorské dislokační zóně z pohledu historických pramenů. – *Stříbrná Jihlava 2004*, 22–32.
- Zajíček, P. (1983): Ocenění zásob Ag v jihlavském rudním revíru. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 28, 197–207.

# NESTABILITA PROUDĚNÍ VZDUCHU V DYNAMICKÉ CÍSAŘSKÉ JESKYNĚ (MORAVSKÝ KRAS)

Airflow instability in dynamic Císařská Cave (Moravian Karst)

Marek Lang, Jiří Faimon

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 309580@mail.muni.cz

(24-23 Protivanov)

**Key words:** Airflow; Císařská Cave; oscillations; spectral analysis; temperature; ventilation mode

## Abstract

Airflows were studied in two-entranced Císařská Cave (Moravian Karst). Data (airflow and temperature) were measured at the upper cave entrance (UE) at an upward airflow ventilation mode (UAF). The airflow showed high-frequency oscillations with the periods from tens to hundreds seconds. Multiple oscillations and their time-variability indicate that the oscillations are not a cave resonance phenomenon and cannot be described in the terms of Helmholtz resonator. The change of external temperature in narrow interval of  $\sim 4$  °C had only small effect on the airflow. Under given conditions, air residence time in the cave was 2.5 days. If the airflow was constant and ventilation mode was not exchanged during this period, the cave would persist at a period of active ventilation. As result, the cave air would be completely replaced by air from exterior.

## Úvod

Výměna vzduchu mezi vnější a vnitřní atmosférou dynamické jeskyně výrazně ovlivňuje mikroklimatické parametry jeskyně včetně koncentrací  $\text{CO}_2$  v jeskynní atmosféře a tím i základní krasové procesy (kondenzační koroze, růst/koroze speleotém). Pohyb vzduchu vzniká v důsledku tlakových rozdílů daných rozdílnými hustotami vzduchu uvnitř jeskyně a ve vnější atmosféře. Hustota vzduchu je funkcí více proměnných, z nichž nejvýznamnější je teplota. Hnací sílu proudění vzduchu v jeskyni tak představuje především teplotní gradient mezi teplotou vzduchu v jeskyni a ve vnější atmosféře (Bögli 1978, Pflitsch a Piasecki 2003, Kowalczyk a Froelich 2010). Rozsah výměny vzduchu mezi jeskyní a venkovní atmosférou je kvantifikován *ventilací jeskyně* (Faimon et al. 2011). Je definována jako objemový tok vzduchu jeskyní normalizovaný jejím objemem:

$$v = j/V \quad (1)$$

kde  $j$  představuje objemové proudění vzduchu jeskyní v  $\text{m}^3/\text{s}$  a  $V$  je objem jeskyně v  $\text{m}^3$ . Ventilace jeskyně udává, za jak dlouho se vymění všechny vzduch v jeskyni. Normalizace na objem jeskyně dovoluje srovnávat jeskyně o různých objemech mezi sebou. Převrácená hodnota ventilace odpovídá *době zadržení vzduchu v jeskyni*  $\tau$  (Faimon et al. 2011):

$$\tau = 1/v \quad (2)$$

U dynamických jeskyní (viz Geiger 1966) lze rozlišit tři módy ventilace: (1) se vzestupným prouděním (UAF mód – upward airflow mode), (2) se sestupným prouděním (DAF mód – downward airflow mode) a (3) s neustáleným prouděním (přechodový mód). Při UAF módu se venkovní vzduch tlačí do jeskyně spodním vchodem a vychází horním vchodem v případě, že  $T_{\text{ext}} < T_{\text{cave}}$  ( $T_{\text{ext}}$  je vnější teplota jeskyně a  $T_{\text{cave}}$  je vnitřní teplota jeskyně). V DAF módu se jeskyně nachází při  $T_{\text{ext}} > T_{\text{cave}}$ , kdy jeskynní vzduch „vytéká“ spodním vchodem a venkovní vzduch je nasáván

horním vchodem. Podle rozsahu vyvětrání jeskyně jsou definována *období aktivní ventilace* a *období stagnující ventilace*. Období aktivní ventilace vyžaduje dlouhodobé trvání buď DAF nebo UAF módu – pak mezi jeskyní a venkovní atmosférou dochází ke kompletní výměně vzduchu. V období stagnující ventilace dochází k přepínání jednotlivých módů ventilace dříve, než dojde k vyvětrání celé jeskyně – důsledkem je větrání pouze vstupních pasáží jeskyně (Faimon et al. 2011).

Proudění vzduchu jeskyní není uniformní, ale osciluje kolem průměrné hodnoty (Faust 1947). Detailní mechanismy vzniku oscilací nejsou doposud objasněny. Jednou z možností jsou zpětné vazby způsobené změnami teplotního gradientu v blízkosti vchodů jeskyně a pružností/roztlačností vzduchového sloupce (Faimon et al. 2011). Oscilace v proudění se běžně vysvětlují jako rezonanční fenomény – kmity jsou popsány tzv. Helmholtzovým rezonátorem (Cigna 1968, Plummer 1969). Helmholtzův rezonátor je definován jako rezervoár vzduchu s definovaným objemem, do něhož proudí vzduch hrdlem s průměrem menším než je jeho objem (Faimon et al. 2011). Podle Frenche (2005) je jeho rezonanční frekvence  $f$  [Hz] dána vztahem:

$$f = \frac{c}{2\pi} \sqrt{\frac{A}{tV}} \quad (3)$$

kde  $c$  je rychlost zvuku ve vzduchu [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],  $A$  je průřez hrdla rezervoáru [ $\text{m}^2$ ],  $t$  je délka hrdla [ $\text{m}$ ] a  $V$  je celkový objem rezervoáru [ $\text{m}^3$ ].

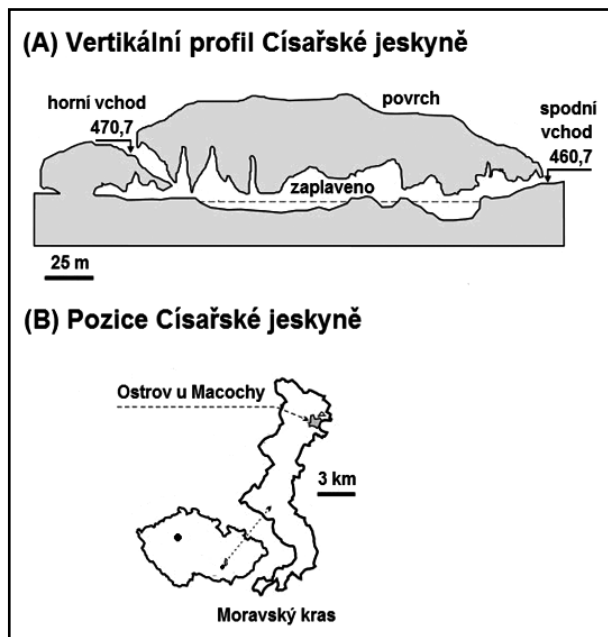
## Cíle práce

Cílem práce je (1) charakterizovat nestabilitu v proudění vzduchu v Císařské jeskyni, (2) ověřit, zda je chování proudění vzduchu v jeskyni konsistentní s tzv. Helmholtzovým rezonátorem a (3) kvantifikovat intenzitu výměny

vzduchu mezi jeskynní a venkovní atmosférou v závislosti na vnějších podmínkách. Práce by měla přispět k lepšímu pochopení (a) mechanismů výměny vzduchu v jeskyních a (b) míry ovlivnění krasových procesů.

**Místo studia**

Císařská jeskyně leží v severní části Moravského kraje v části Suchého žlebu asi 1,5 km od Ostrova u Macochy. Je budována svrchnodevonskými vápenci macošského souvrství. Její délka je 250 m a nachází se asi 40 m pod povrchem krajiny. Celkový objem jeskyně je přibližně 11 500 m<sup>3</sup>. Morfologie jeskyně a rozdílné nadmořské výšky dvou vchodů (460,7 a 470,7 m) určují její dynamický charakter (obr. 1A). Oba vchody jsou uzavřeny ocelovými dveřmi s okénky o rozměrech 20 × 20 cm. Prostředí jeskyně je upraveno betonovými chodníky a ocelovými můstky přes jeskynní jezírka. Dvě protilehlé části jeskyně zaplavené vodou jsou propojeny štolou (obr. 1B). Jeskyně je od roku 1993 využívána dětskou léčebnou v Ostrově u Macochy ke speleoterapii.



Obr. 1: Císařská jeskyně: vertikální profil jeskyně (A), pozice jeskyně (B).

Fig. 1: Císařská Cave: the cave vertical profile (A), cave position (B).

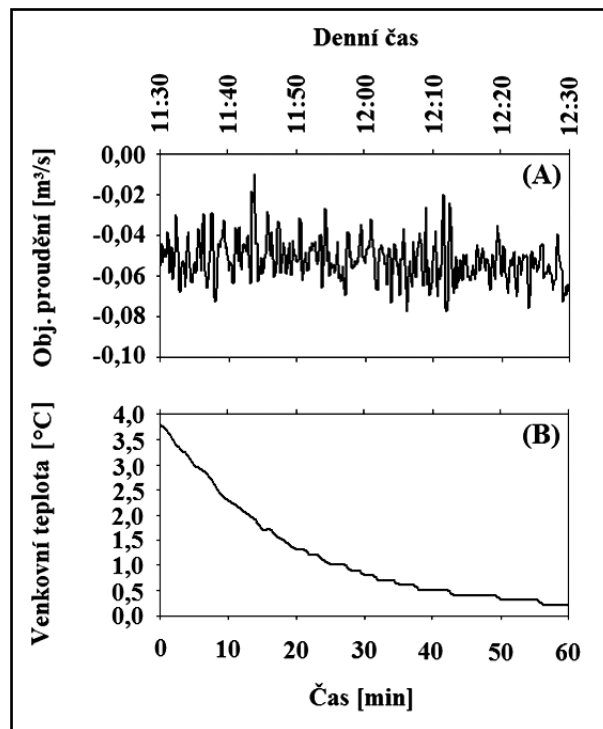
**Metodika**

Data prezentovaná v této práci byla naměřena v říjnu 2011. Rychlost proudění a teplota byly kontinuálně měřeny u horního vchodu po dobu 1 hodiny. Pro měření rychlosti proudění byl zvolen krok měření 5 s, pro venkovní teplotu vzduchu byl zvolen krok měření 1 minuta. Proudění bylo monitorováno v úrovni okénka v ocelových dveřích. K měření rychlosti proudění byl použit thermoanemometr FVA935 TH4 (rozsah rychlostí 0,05 až 2 m/s s rozlišením ± 0,04 m/s) propojený s dataloggerem Almemo 2590-4S. Současně s měřením rychlosti byl sledován také směr proudění vzduchu. Proudění směrem do jeskyně bylo považováno za kladné (znaménko +), proudění směrem

z jeskyně bylo považováno za záporné (znaménko -). Naměřené hodnoty v m/s byly přepočteny na objemové rychlosti v m<sup>3</sup>/s. Venkovní teplota vzduchu byla měřena teploměrem/vlhkoměrem s dataloggerem COMET S3120 (rozsah teplot -30 až 70 °C s přesností ± 0,4 °C). Naměřená data byla zpracována v programech MS Office Excel 2003 a Statistica verze 9 (StatSoft, Inc., www.statsoft.cz).

**Výsledky**

Během měření se jeskyně nacházela v UAF módu proudění. Venkovní vzduch pronikal do jeskyně spodním vchodem a vystupoval horním vchodem (negativní znaménko rychlosti). Po celou dobu měření mírně klesala venkovní teplota jeskyně a proporcionálně se zvyšoval teplotní gradient mezi venkovní a jeskynní atmosférou. Proudění bylo nestabilní a oscillovalo. Průměrná rychlost proudění vzduchu byla 0,052 ± 0,0096 m<sup>3</sup>/s (nejvyšší naměřená hodnota byla 0,077 m<sup>3</sup>/s, nejnižší naměřená hodnota byla 0,016 m<sup>3</sup>/s). Průměrná venkovní teplota vzduchu se pohybovala mezi 0,2 °C a 3,8 °C (obr. 2).



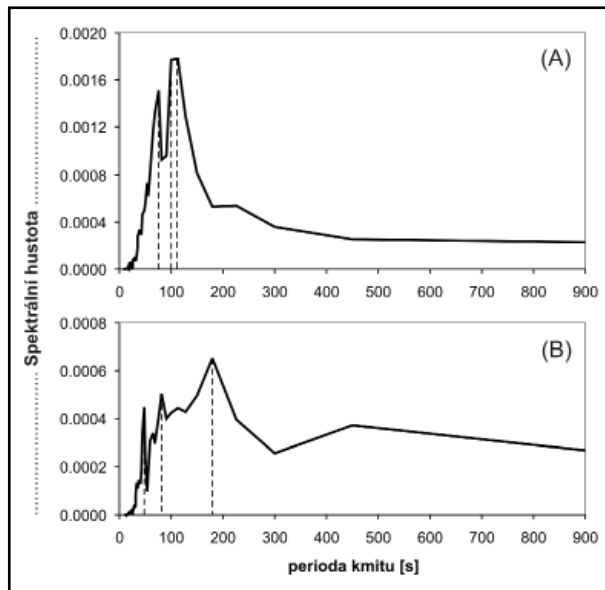
Obr. 2: Proudění vzduchu horním vchodem Císařské jeskyně (A) a venkovní teplota (B).

Fig. 2: Airflow through the upper entrance of Císařská Cave (A) and external temperature (B).

**Analýza dat**

Během měření byla ventilace 0,0163 hod<sup>-1</sup> (tj., za 1 hodinu by se vyvětralo 0,0163 jeskyně, což odpovídá ~ 188 m<sup>3</sup> jeskynního vzduchu) a doba zdržení vzduchu v jeskyni byla 2,5 dne. Korelační analýza mezi prouděním a teplotou prokázala pouze nevýznamnou negativní korelaci (koeficient korelace -0,15). Autokorelace signálu proudění neprokázala žádnou periodicitu vyššího řádu: většina hodnot korelačního koeficientu se pohybovala pod hladinou významnosti α = 0,05. Z naměřených

dat byly vyčleněny dva 15minutové úseky: na počátku a na konci měření. Signál z těchto úseků byl podroben spektrální analýze a rozložen Fourierovou transformací na harmonické kmitů. Po převedení do frekvenční domény byly identifikovány nejvýznamnější frekvence, které byly přepočteny na periody kmitů,  $T = 1/f$ . Analýza ukázala, že periody nejvýznamnějších oscilací byly 75, 100 a 112 sekund na počátku měření (v prvním úseku signálu) a 47, 82 a 180 sekund na konci měření (ve druhém úseku signálu). Výsledky spektrální analýzy jsou na obrázku 3.



Obr. 3: Spektrální analýzy dvou 15minutových úseků signálu proudění vzduchu jeskyní: počáteční úsek (A) a závěrečný úsek (B) z celkového 60minutového signálu (Císařská jeskyně, horní vchod).

Fig. 3: Spectral analysis of two 15 minute segments of the total 60 minute airflow signal: The initial segment (A) and the final segment (B) (Císařská Cave, upper entrance).

## Diskuze

V malém rozmezí teplot  $\sim 4^\circ\text{C}$  se neprojevila závislost proudění vzduchu na teplotním gradientu (resp. na venkovní teplotě při konstantní teplotě v jeskyni). To naznačuje, že závislost proudění na teplotním gradientu je složitější, než se všeobecně předpokládá (De Freitas et al. 1982). Signál proudění vzduchu výrazně osciloval. Autokorelace signálu neukázala žádnou významnou periodicitu vyššího řádu a podtrhla tak jeho chaotický charakter. Pokud by byly oscilace důsledkem rezonance jeskyně, očekávala by se v signálu proudění jedna dominantní perioda. Na základě spektrální analýzy však bylo identifikováno více výrazných oscilací. Kromě toho se periody oscilací během obou časových úseků vzdálených od sebe pouze 30 minut vůči sobě posunovaly. Tato fakta do značné míry zpochybňují, že oscilace jsou výsledkem rezonance jeskynních prostor a že je lze popsat na základě Helmholtzova rezonátoru.

Za předpokladu konstantního proudění a ideálního pístitového toku by doba zadržení vzduchu v jeskyni byla 2,5 dne. Pokud by se během této doby nezměnil ventilační mód (UAF), což lze předpokládat vzhled k celodenním nízkým teplotám, jeskyně by se nacházela v období aktivní ventilace a jeskynní atmosféra by byla kompletně nahrazena vzduchem z okolní atmosféry.

## Závěr

Výsledky studia lze shrnout do následujících závěrů:

- (1) Proudění vzduchu v Císařské jeskyni bylo během studia v UAF módu, mělo nestabilní charakter a oscilovalo.
- (2) Pokles venkovní teploty o  $4^\circ\text{C}$  neovlivnil zásadně proudění vzduchu.
- (3) V případě konstantního proudění by byla doba zadržení vzduchu v jeskyni 2,5 dne. Pokud by se nezměnil ventilační mód, jeskynní atmosféra by za tuto dobu byla kompletně vyměněna za venkovní atmosféru.
- (4) Spektrální analýza signálu proudění naznačila, že oscilace v signálu proudění nejsou řízeny rezonančními jevy a nelze je popsat pomocí Helmholtzova rezonátoru.

## Poděkování

Autoři děkují recenzentovi J. Zemanovi za podnětné připomínky. Práce byla podporována projektem VaV GA205/03/1128 a výzkumným záměrem MSM0021622427.

**Literatura**

- Bögli, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. – Springer. Berlin.
- Cigna, A. A. (1968): An analytical study of air circulation in caves. – *International Journal of Speleology*, 3, 41–54.
- De Freitas, C. R. – Littlejohn, R. N. – Clarkson, T. S. – Kristament, L. S. (1982): Cave climate: assessment of airflow and ventilation. – *Journal of Climatology*, 2, 383–397.
- Faimon, J. – Troppová, D. (2007): Cave Microclimate Impact on Karst Processes: Role of Cave Ventilation. – *Slovenský kras (Acta Carsologica Slovaca)*, 46 (2), 443–445.
- Faimon, J. – Troppová, D. – Baldík, V. – Novotný, R. (2012): Air circulation and its impact on microclimatic variables in the Císařská Cave (Moravian Karst, Czech Republic). – *International Journal of Climatology*, 32, 599–623.
- Faust, B. (1947): An unusual phenomenon. – *National Speleological Society (NSS) Bulletin*, 9, 52–54.
- French, R. M. (2005): A pop bottle as a Helmholtz resonator. – *Experimental Techniques*, 29, 67–68.
- Geiger, R. (1966): *The climate near the ground*. – Cambridge, MA, Harvard University Press.
- Kowalczyk, A. J. – Froelich, P. N. (2010): Cave air ventilation and CO<sub>2</sub> outgassing by radon-222 modeling: How fast do caves breathe? – *Earth and Planetary Science Letters*, 289, 209–219.
- Pflitsch, A. – Piasecki, J. (2003): Detection of an airflow system in Niedzwiedzia (Bear) Cave, Kletno, Poland. – *Journal of Cave and Karst Studies*, 65 (3), 160–173.
- Plummer, W T. (1969). Infrasonic resonances in natural underground cavities. – *The Journal of the Acoustical Society of America*, 46, 1 074–1 080.

# EXTRATERESTRICKÉ BAZALTY NWA 5235 A HaH 286 A JEJICH POROVNÁNÍ S MORAVSKÝM METEORITEM STONARŮV

Extraterrestrial basalts NWA 5235 and HaH 286 and comparison with Moravian meteorite Stannern

**Magdalena Šimčíková**

Ústav petrologie a strukturní geologie, Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Albertov 6, 128 43 Praha 2;  
e-mail: magdalena.simca@seznam.cz

(23-41 Třešť)

**Key words:** Stonařov, asteroide Vesta, Stannern trend eucrites, pyroxenes

## Abstract

Moravian meteorite Stannern is the only one meteorite fallen into our region which represents achondrite group of meteorites. This meteorite is very unique due to its composition and it is one of the most examined meteorite - eucrite in the world. Samples of eucrites NWA 5235 and HaH 286 found in african deserts were studied and compared with Stannern trend eucrites. NWA 5235 is relatively fresh, HaH 286 is weakly weathered, with fractures filled by calcite. Electron microprobe analyses showed that these meteorites represent typical non cumulate basalts which fall within main trend eucrites. They mainly consist of pyroxenes (low-Ca pyroxenes and augites) and plagioclase (bytownite – anorthite). Accessories include ilmenite, chromite, rarely silica phase, troilite and metal Fe. The bulk composition of these samples has been determined for major elements. Research of these meteorites helps to understand the petrological context of their parent bodies. It also leads to understanding of magmatic processes of asteroid 4 Vesta which is believed to be the parent body of the eucrites.

## Úvod

Výzkum extraterestrického bazaltického vulkanismu je velmi efektivním způsobem získávání informací o vývoji těles Sluneční soustavy. Fyzické vzorky pro přímý výzkum mohou být získány nákladným transportem z mimozemských těles nebo na Zemi náhodně zavítají samy jako meteority. Dle úrovně současného poznání se nalézají v pozemských sbírkách desítky meteoritů z Měsíce a Marsu a desítky tisíc asteroidálních meteoritů, nalézáných ponejvíce v Antarktidě a afrických pouštích. Meteorit Stonařov (zvaný mezinárodně dle německého názvu obce Stonařov „Stannern“) byl od počátku v popředí vědeckého zájmu. Představuje zatím jediný nález achondritu u nás. Dopadl na Moravě 22. května 1808 jako déšť meteoritů o 200–300 kusech, jež dosahovaly hmotnosti několika gramů až kg. O tom, že šlo i tehdy o významnou událost, se můžeme dočíst např. v dobovém tisku Kraméryusovy cýs. král. Wlastenecké Nowiny, Nro. 26, 25. června 1808:

### Na Moravě kamení s nebe přšlo

#### Hromové rány v neproniknutelné mlze

„Z Moravy 15. června. Dne 22. minulého měsíce mezi pátou a šestou hodinou ráno se stal v Štanřích a okolo Štaner nedaleko Jihlavy zvláštní přirozený příběh v povětří... V 6 hodin vyvstala mlha, že se nemohlo za malou chvíli žádné věci rozeznati. Obyvatelé z okolních míst šli právě do Štaner do kostela, když udeřilo třikrát prudce, hromu podobně, po čemž udeřilo ještě víckrát, ale slaběji, což zděsilo všecky lidi. Když se to dalo, padalo u Štanern, Mittelsdorfu, Dyru, dlouhé Pirmice, Otnu a Falkenova kamení jako vlašští ořechové i jako dětská hlava, a těžké ½ lotu až do 3 liber, z povětří. Mnozí lidé je viděli padati a víc lidí je zdvihlo, když padlo, a shledalo, že je ještě teplé. Na pohled je to kamení jako měsíčné neb meteorské kamení; když se roztluče, je písčivé a šeré a má černou, blýskavou kůru. Bylo

ho asi 200 kusů... Když se to oznámilo, nařídil jeho cýs. král. Milost dyrektoru panu Karlovi ze Schreibrů..., aby tam dojel a toho příběhu uměle a dokonale vyšetřil a popsal jej, což se i stalo. Kamení, které sebral, váží as 25 liber...“ (převzato z Kohlík 1970). Celkový přehled historických zápisů a zmínek o pádu stonařovského meteoritu shrnuje Peltán (2008) a souhrn výsledků petrologických a chemických analýz uvádí Šimčíková (2008) u příležitosti dvoustého výročí pádu meteoritu Stannern.

V době pádu tohoto meteoritu byly známy jen dva typy meteoritů – železné a kamenné chondrity. Schreibers (1808, 1809) určil stonařovské kameny jako nový typ meteoritů – vulkanické brekcie. Poté byly tyto meteority zkoumány vídeňským petrografem Tschermakem (např. 1872). V klasifikaci Roseho (1863) byl již pro klasifikaci meteoritu Stannern použit termín eukrit – z řeckého „eukritos“, tj. snadno rozpoznatelný (míněno pro jeho součásti živce a pyroxeny). Eukrity jsou patrně fragmenty kůry asteroidu – dle analýz se jedná o větší těleso – asteroid 4 Vesta (např. Consolmagno – Drake 1977, Drake 1979, Melosh 1984). Stejný původ má i další typ meteoritů – tzv. diogenity (hořečnaté ortopyroxenity), které představují patrně plášť tohoto tělesa. Howardity jsou směsí eukritového a diogenitového materiálu a jejich brekcií, což naznačuje společný původ z jednoho mateřského tělesa, stejně jako zjištění charakteru izotopů kyslíku (Clayton – Mayeda 1996). Howardity spolu s eukrity a diogenity tvoří skupinu tzv. HED achondritů. Stannern se díky svým odlišnostem stal typovým meteoritem pro samostatnou a vzácnou skupinu achondritů (Stannern trend) a vzorky tohoto meteoritu jsou uloženy ve sbírkách nejméně 124 muzeí a odborných světových institucí (Ondra 2008, Köblitz 1994). Obecně přijímaná klasifikace meteoritů HED je uvedena v tab. 1. Eukrity představují jedny z nejstarších meteoritů (dle četných, obecně udávaných radiometric-



Klasifikace a charakteristika achondritů HED
Diogenity – monomiktní nebo nebrekciovitě achondrity s ortopyroxeny a olivíny
Eukrity – pyroxen–plagioklasové achondrity nekumulátní eukrity hlavní skupina, typ Juvinas - pyroxeny bez zonálnosti, s odmišnými lamelami dle (001) typ Stannern/Nuevo Laredo typ Pasamonte – povrchový, lávový typ (zonální pyroxeny bez odmišných lamel) kumulátní eukrity typ Binda – Ca pyroxen s odmišnými lamelami dle (100) typ Moore County – pigeonit je částečně přeměněn na ortopyroxen polymiktní eukrity – polymiktní brekcie diogenitů a eukritů, podíl ortopyroxenů < 10%
Howardity – polymiktní brekcie z diogenitů a eukritů, podíl ortopyroxenů > 10%

Tab. 1. Klasifikace achondritů HED (upraveno dle Takedy 1997).

Tab. 1. HED achondrite classification (after Takeda 1997).

kých dat 4,54+/-0,02 Ga). Většina z nich jsou monomiktní brekcie, nebrekciované bazalty se vyskytují vzácněji. Jedná se o horniny tvořené převážně cca 60 % pyroxenu a cca 35% Ca-plagioklasu, bez přítomnosti hydratovaných fází. Eukritové bazalty jsou poměrně bohaté na Fe, což vykazují i jejich pyroxeny (Takeda – Graham 1991). Obsahy Fe a Mn v pyroxenech eukritů se liší od pozemských i měsíčních pyroxenů (Papike et al. 1998). Primárním pyroxenem je Fe-pigeonit s častými exsolučními lamelami ferroaugitu. Plagioklasy mají složení bytownit – anortit, s nízkými obsahy K<sub>2</sub>O (0,2–0,3 hm. %), u eukritů Stonařov a Nuevo Laredo byly zjištěny obsahy vyšší. V kumulátových eukritech (hrubozrná gabra) má plagioklas zvýšený podíl Ca-komponenty na rozdíl od plagioklasů bazaltických eukritů. Částečně kumulátové eukrity obsahují krystalové kumuláty a podstatný podíl utuhlé taveniny.

**Mineralogie, petrologie a stáří eukritů typu Stannern**

Moderní petrologickou charakteristiku meteoritu Stannern provedl Engelhardt (1963), který rozlišil jeho dvě odlišné struktury – ofitickou a brekciovitou. Chemismus pak kompletně studovali Kitts – Lodders (1998) s výsledným zařazením eukritu Stannern mezi brekciovitě monomiktní nekumulátní eukrity. Hlavní minerální složení eukritu Stannern sestává dle těchto autorů z pyroxenu En<sub>35</sub> Fs<sub>48</sub> Ws<sub>15</sub> Rh<sub>2</sub> a živce An<sub>85</sub> Ab<sub>14</sub> Or<sub>1</sub>, vypočítaná hustota celé horniny činí 3,2 g/cm<sup>3</sup>. Podle Irelanda a Bukovanské (1992), Bukovanské et al. (1998) a Bukovanské (2008) má ortopyroxen složení En<sub>35</sub> Fs<sub>63</sub> Wo<sub>2</sub>, pigeonit En<sub>31</sub> Fs<sub>57</sub> Wo<sub>12</sub> a klinopyroxen En<sub>31</sub> Fs<sub>41</sub> Wo<sub>28</sub>. Dalšími minerály jsou tridymit, chromit (bohatý ulvöspinelovou složkou), ilmenit, zirkon, slitina NiFe, troilit a whittlockit. Podle obsahů a poměrů izotopů U a Pb ve vzácně se vyskytujících zirkonech bylo těmito autory iontovou mikrosondou SHRIMP určeno stáří meteoritu Stannern na 4 550 + 10 Ma. V hornině byl detekován cca 4% podíl částečně nataveného materiálu (Consolmagno – Drake 1977). Živce mají oproti ostatním eukritům větší množství draselné složky (Birck – Allegre 1978). Newson – Drake (1982) charakterizovali Stannern jako frakcionovaný eukrit, odvozený od materiálu asteroidu s velmi nízkým obsahem kovů. Na základě těchto odlišností od ostatních eukritů (Ikeda – Takeda 1985) byly další podobné meteority zařazeny do eukritů typu Stannern.

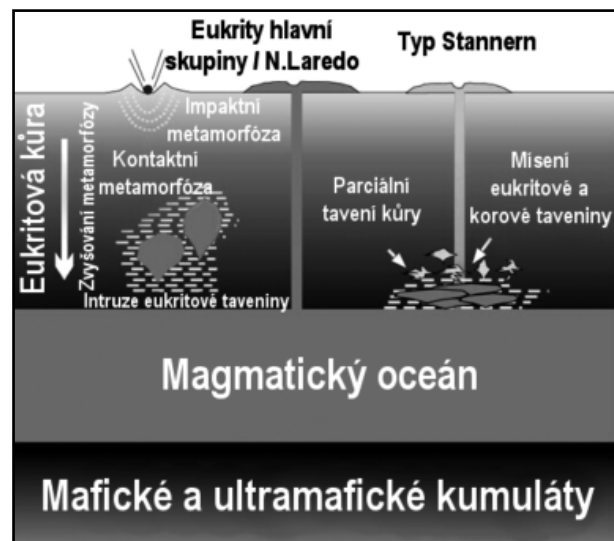
**Vznik eukritů**

Nejstarší model vzniku eukritů podal Mason (1962): nejprve došlo k úplnému roztavení původního tělesa chondritového složení ochuzeného o Na a následně k segregaci kovového jádra. Ve vzniklé silikátové tavenině proběhla frakční krystalizace a eukrity byly zřejmě součástí rezidua. Kůra mateřského tělesa tak byla tvořena eukrity, v hlubší

části tělesa se tvořily howardity a diogenity. Podle modelu Stolpera (1977) vznikají eukrity jako produkty parciálního tavení pláště primitivního asteroidu, jehož složení odpovídalo průměrnému složení sluneční soustavy. Díky objevení možného tepelného zdroje <sup>26</sup>Al (Gray et al. 1973) se moderní názory na vznik eukritů přiklánějí k modelu Masona (1962), který považoval eukrity za produkt krystalizace magmatu – na rozdíl od modelů, upřednostňujících vznik eukritů parciálním tavením pevného pláště (např. Stolper 1977, Consolmagno – Drake 1977). K termálním procesům, pozorovaným na eukritech, docházelo zřejmě během vnitřní metamorfózy tělesa způsobené rozpadem nuklidů s krátkou životností (<sup>26</sup>Al) a během impaktů.

**Vznik eukritů typu Stannern, hlavní skupiny eukritů a eukritů trendu Nuevo Laredo**

Výsledky práce Barrata et al. (2007) nasvědčují, že eukrity typu Stannern vznikly kontaminací materiálu hlavní skupiny eukritů (typ Juvinas) taveninou, vzniklou parciálním tavením kůry mateřského tělesa (obr. 1). Tomu odpovídají i koncentrace inkompatibilních prvků s Eu, Sr, Be anomáliemi, popř. neobvyklé vesikulární textury jako důsledek opětovného zahřátí během mohutného impaktu (Barrat et al. 2007). Yamaguchi et al. (2009) popsali novou



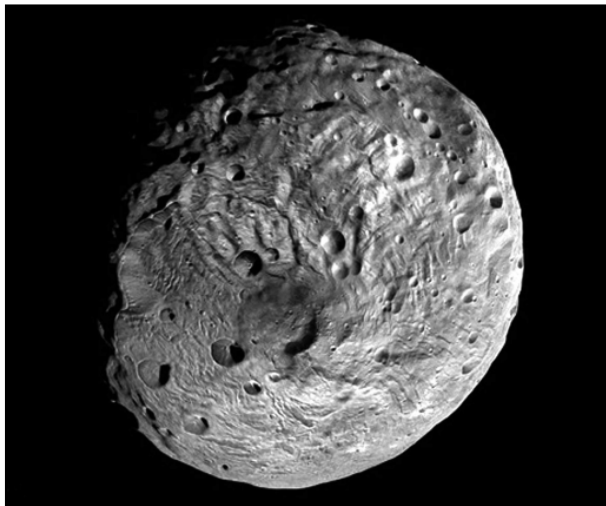
Obr. 1: Model vzniku eukritů typu Stannern a hlavní skupiny/ Nuevo Laredo (Barrat et al. 2007).

Fig. 1: Model of the origin of the Stannern and main group/ Nuevo Laredo eucrites (Barrat et al. 2007).

kategorii, tzv. „reziduální eukrity“, které jsou restitem (tzn. zbytkovou, neroztavenou horninou) po ztrátě taveniny, jež následně kontaminovala kůru o složení hlavní eukritové skupiny – typ Nuevo Laredo za vzniku Stannern typových eukritů. Petrologií eukritů typu „Stannern“ se dále zabývali Gardner – Mittlefehldt (2004) s návržením dvou krystalizačních fází pyroxenu – během magmatismu a následně při erupci.

#### Asteroid 4 Vesta

Jedním z nejvíce sledovaných asteroidů v současnosti je 4 Vesta, který byl v období červenec 2011 až září 2012 zkoumán sondou Dawn (NASA). Asteroid Vesta je již na základě spektrálních měření delší dobu považován za mateřské těleso HED achondritů (např. Consolmagno – Drake 1977, Drake 1979). Má tvar rotačního elipsoidu o průměru cca 530 km a je třetím největším asteroidem, objeveným v roce 1807 lékařem H. W. Olbersem a pojmenovaným po římské bohyni Vestě – ochránkyni domácího krbu. Ve středu tělesa s předpokládanou hustotou asi  $3,5 \text{ g/cm}^3$  působí tlak 1 kb. Vesta je ojedinělým zástupcem spektrální třídy V hlavního pásu asteroidů, obíhajících mezi Marsem a Jupiterem. První moderní spektrometrické údaje, získané McCordem et al. (1970), detekovaly přítomnost  $\text{Fe}^{2+}$  (v pozici M2 u Mg-pyroxenu), čímž se Vesta lišila od dalších velkých asteroidů Ceres a Pallas. Nejpodobnější spektra vykazovaly bazaltické achondrity, konkrétně eukrit Nuevo Laredo. Spektrální měření Vesty v infračerveném spektru (Larson – Fink 1975) zjistila přítomnost pigeontického pyroxenu, identického s pyroxeny eukritů, čímž se potvrdila souvislost Vesty s eukrity. Obrovský impaktní kráter na jižní polokouli je považován za možný zdroj HED meteoritů (Thomas et al. 1997). Nejnovější výsledky mise Dawn nám asteroid Vestu představují jako těleso s výraz-



Obr. 2: Fotografie asteroidu Vesta v oblasti jižního pólu, pořízen ze vzdálenosti cca 2 700 km, rozlišení cca 260 m/pixel (sonda Dawn, NASA). Image credit: NASA/JPL-Caltech/UCLA/MPS/DLR/IDA (<http://www.nasa.gov/dawn>).

Fig. 2: The south pole of the giant asteroid Vesta (framing camera on NASA's Dawn spacecraft) – the image was recorded from a distance of about 2,700 kilometres, resolution is about 260 metres per pixel. Image credit: NASA/JPL-Caltech/UCLA/MPS/DLR/IDA (<http://www.nasa.gov/dawn>).

ným povrchovým reliéfem (útesy, planiny, rovníkové žlaby, impaktní krátery). Bylo zde také objeveno jedno z nejvyšších pohoří Sluneční soustavy pojmenované Rheasilvia (s výškou cca 23 km), které vystupuje v impaktní pánvi o průměru 505 km – jedná se zřejmě zatím o nejrozhlejší kráter Sluneční soustavy. Vysvětlení původu těchto výrazných struktur asteroidu se zatím přiklání spíše k impaktní aktivitě než k projevům vulkanismu, který zatím nebyl během výzkumů mise Dawn detekován (obr. 2).

Termální historii (metoda  $^{39}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}$ ) asteroidu Vesta se nově zabývali Bogard – Garrison (2003). Těleso bylo zřejmě zformováno před více než 4,56 Ga. Následně rozpad radionuklidů způsobil rozsáhlé tavení (vznik jádra a povrchu z bazaltové lávy). Kumulátové eukrity naznačují intenzivnější působení teplot než bazaltické eukrity, což znamená, že vznikaly ve větších hloubkách. Mohutný impakt před zhruba 4,5 Ga mohl vytvořit kráter a vyvrhnout na povrch materiál kumulátových a nebrekciovaných bazaltických eukritů. Křemenné žilky objevené v eukritu Serra de Magé vznikly patrně z vodních roztoků, což může znamenat kontaminaci Vesty vodní složkou díky impaktům komet. Nelze vyloučit možnost existence vodního ledu pod povrchem tělesa či na dnech hlubokých kráterů, o čemž svědčí i měření povrchové teploty Vesty během současné mise Dawn.

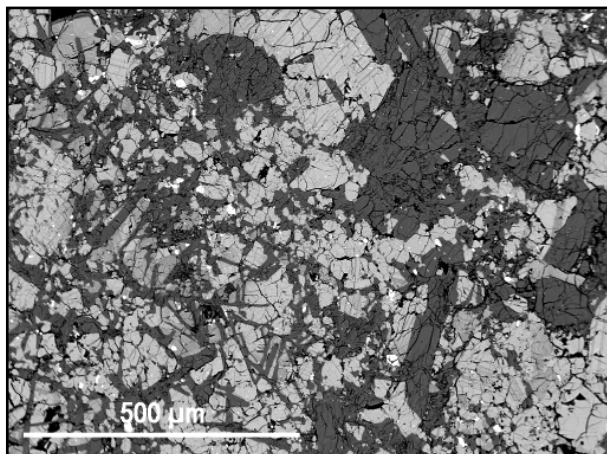
#### Metodika

Pro srovnávací výzkum byly získány a studovány následující vzorky pouštních nálezů eukritů: Northwest Africa (NWA) 5235 – nalezen v roce 2007 v poušti severozápadní Afriky o celkové váze pouhých 70 g. Eukrit Hammadah al Hamra (HaH) 286 byl nalezen v libyjské poušti – v oblasti Jabal al Gharb, nalezený kus vážil 612 g. Pro analýzy bylo dostupné velmi omezené množství materiálu. Zhotovené výbrusy byly analyzovány elektronovou mikrosondou Cameca SX 100 na společném pracovišti ČGS a Ústavu geologických věd PřF MU v Brně. Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5  $\mu\text{m}$ , proud 10 nA, načítací čas 20 sekund, operátor R. Škoda. Jako standardy byly užity syntetické fáze či dobře definované minerály. Data byla korigována metodou PAP (Pouchou and Pichoir 1985). Pro zjištění celkového chemismu byly použity částečné výsledky neutronové aktivační analýzy INAA. Upravené vzorky byly ozářeny v reaktoru LVR-15 Ústavu jaderného výzkumu v Řeži za použití 3 modů a tří syntetických multiprvkových standardů (MES), analýzy provedl Z. Řanda.

#### Petrografická a geochemická charakteristika vzorků eukritů NWA 5235 a HaH 286

##### NWA 5235

Jedná se o poměrně čerstvý vzorek meteoritu šedé barvy s dvěma makroskopicky viditelnými litologiemi – tmavší část s optickou strukturou a světlejší, hrubozrnná část, jak je patrné z obr. 3. Vzhledem k omezenému množství vzorku však nelze objasnit, zda může být NWA 5235 monomiktní či polymiktní brekcie. Minerální složení v obou částech je obdobné a sestává z plagioklasu ( $\text{An}_{81-91}$ )



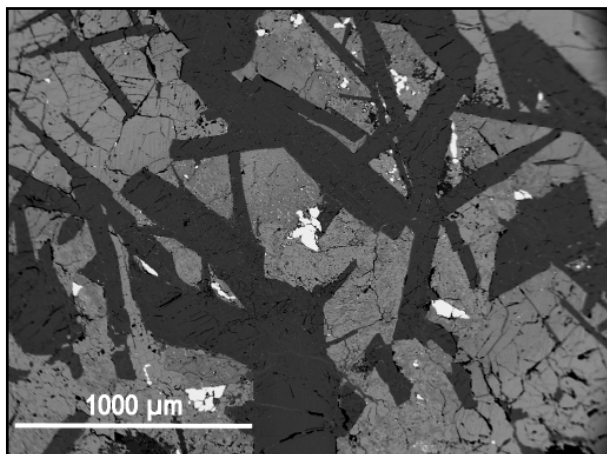
Obr. 3: BSE foto vzorku NWA 5235 – dva typy litologií, v levé části patrná ofitická struktura.

Fig. 3: Backscattered electron images of NWA 4536 – two lithologies – left part of the image shows ophitic texture.

a pyroxenů, bez přítomnosti olivínu, s akcesoriemi ilmenitem (obsahujícím 1 hm. % MnO), chromitem a troilitem. Zrna minerálů jsou tektonicky deformována jako důsledek impaktové aktivity. Složení nízce vápenatého pyroxenu se pohybuje v rozmezí  $Wo_{1-4}En_{33-34}Fs_{62-65}$  a Ca-pyroxenu  $Wo_{34-43}En_{28-30}Fs_{28-36}$ . Téměř každé zrno nízce-vápenatého pyroxenu má odmiššené lamely augitického složení o šířce 2–5  $\mu m$ , zonálnost pozorována nebyla.

#### HaH 286

U tohoto vzorku byla zaznamenána pouze jedna litologie a to s ofitickou texturou, známky brekciace pozorovány nebyly. V tomto případě se zřejmě jedná o vzácný nebrekciovaný eukritový bazalt (obr. 4). Většina analyzovaných pyroxenů jsou pigeonity  $Wo_7En_{35}Fs_{58}$ , Augit ( $Wo_{42}En_{29}Fs_{29}$ ) se vyskytuje zřídka. Nízce-vápenatý pyroxen  $Wo_3En_{36}Fs_{61}$  má tenké odmiššené augitové lamely (cca 1  $\mu m$ ) a vyskytují se v nich i orientované odmiššeniny Cr-spinelu. Plagioklasy ( $An_{79-91}$ ) jsou prorůstány jehličkami pyroxenů. Z akcesorií byl zaznamenán ilmenit (0,8 hm. % MnO), chromit, troilit, ojediněle fáze  $SiO_2$ . Některá zrna plagi-



Obr. 4: BSE foto vzorku HaH 286 – ofitická struktura, lišty plagioklasu, pigeonit, ilmenit.

Fig. 4: Backscattered electron images of HaH 286 – ophitic texture – lathes of plagioclase with pigeonite and ilmenite.

klasu jsou lemována kalcitovými žilami, jde o sekundární výplň puklin jako projev pozemského zvětrávání.

Na základě analýz pyroxenů spadají NWA 5235 a HaH 286 svým složením mezi bazaltové eukrity. Původním pyroxenem je pigeonit s primární zonálností uchovanou v závislosti na intenzitě metamorfózy. Ve většině případů však působí Fe/Mn ekvibrace a odmišlení augitu. Ani studované vzorky nejsou výjimkou. V eukritu NWA 5235 není zonálnost dochována, může se jednat o 5–6 metamorfni stupeň dle škály stanovené Takedou – Grahamem (1991) a za působení teplot  $\sim 1\ 000\ ^\circ C$  tak mohlo dojít k homogenizaci Ca–Mg v původních zonálních pyroxenech (Yamaguchi et al. 1996).

Celkový chemismus obou vzorků odpovídá hlavní skupině eukritů typu Juvinas, což ukazují výsledky analýz v tab. 2. Poměr celkového Fe/Mn (= 31–32) u NWA 5235 a HaH 286 spolu s poměrem Fe/Mn v pyroxenech (= 29–36) je v rozmezí typickém pro HED meteority (Hill et al. 1991). Index hořčnatosti  $mg\# (= 100 \times Mg / (Mg + Fe))$  u NWA 5235 je cca 40,4 s poměrem  $FeO_{total} / MgO (= 2,6)$ . Vzorek HaH 286 má  $mg\# (= 42,3)$  a poměr celkového  $FeO_{total} / MgO (= 2,4)$ , což značí o něco vyšší hořčnatost, i když stále spadá do pole řádných nekumulátových eukritů, podobných hlavní eukritové skupině. Obsahy  $TiO_2$  jsou nízké (0,7 hm. %), stejně tak i obsahy  $K_2O$  (0,04 – 0,06 hm. %), což vylučuje příbuznost s eukrity typu Stannern. Eukrity s vyšším obsahem  $TiO_2$  a nižší  $mg\#$  patří k dalšímu eukritovému typu Nuevo Laredo, což ale také není případ NWA 5235 a HaH 286 (obr. 5). Oba vzorky mají podobné složení a podle obsahů CaO,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$  i  $mg\#$  náleží do hlavní eukritové skupiny typu Juvinas. Ani jeden ze studovaných eukritů nelze dobře korelovat se Stannern nebo Nuevo Laredo trendem, s hlavní skupinou je více příbuzný NWA 5235 než HaH 286. Vzhledem k omezenému množství materiálu pro výzkum je obtížné určit, zda se jedná o monomiktální či oligomiktální brekcie nebo vzácné nebrekciované bazalty.

#### Závěr

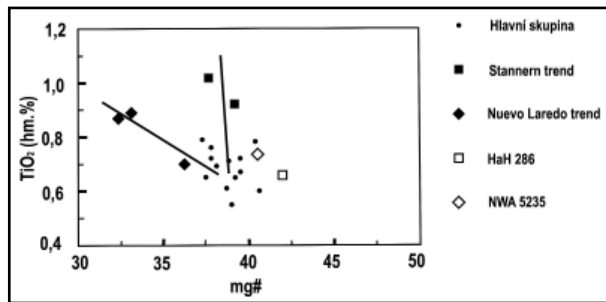
Meteorit Stonařov je vápníkem bohatý nekumulátní monomiktální brekciovitý obecný eukrit a představuje typový meteorit – Stannern typ (Ikeda – Takeda 1985, Takeda 1997) s velmi slabým částečným natavením hmoty.

hm.%	NWA 5235	HaH 286	Juvinas*	Stannern*	Nuevo Laredo*
MgO	6,9	7,1	7	7	5,5
$Al_2O_3$	12,5	12,8	13,1	12,2	12
$SiO_2$	49,6	48,6	49,1	49,2	49,5
$K_2O$	0,1	0	0	0,1	0,1
CaO	9,5	10,8	10,7	10,6	10,3
$TiO_2$	0,7	0,7	0,6	1	0,9
MnO	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6
FeO	18	17,3	17,9	18,1	19,4

\*) Kitts – Lodders (1998)

Tab. 2. Chemismus studovaných pouštních nálezů eukritů ve srovnání s typovými členy podskupin eukritů.

Tab. 2. Bulk composition of studied desert find eucrites in comparison to eucrite trend representatives.



Obr. 5: Diagram  $\text{TiO}_2$  versus  $\text{mg}\#$  pro bazaltické eukrity (upraveno dle Papike et al. 1998).

Fig. 5:  $\text{TiO}_2$  versus  $\text{mg}\#$  diagram for basaltic eucrites (after Papike et al. 1998).

Studované vzorky NWA 5235 a HaH 286 jsou od meteoritu Stannern odlišné, spadají do hlavní eukritové skupiny podobné typu Juvinas, které vznikly jako bazalty zřejmě parciálním tavením materiálu mateřského tělesa eukritů, pravděpodobně asteroidu Vesta. Eukrit NWA 5235 jako monomiktní či oligomiktní brekcie reprezentuje nejčastější eukritové nálezy. HaH 286 může patřit mezi vzácné, nebrekcionované eukrity, jejichž složení napovídá, že vznikaly v hlubší části kůry mateřského asteroidu. Studium eukritových bazaltů nám dává možnost zatím nepřímou poznat procesy vývoje menších těles Sluneční soustavy – asteroidů. V případě planety Vesta tyto procesy, tj. zahřátí, roztavení, frakcionace, extruze a solidifikace bazaltové kůry, proběhly

v prvních 10 milionech let historie naší Sluneční soustavy (např. Nyquist et al. 2001). Vesta a diferencované asteroidy podobného typu mohou představovat trpasličí terestrické planety, popř. jejich embrya, která hrála důležitou roli při formaci větších terestrických planet (např. Carlson – Lungrain 2000). V případě, že bude mise Dawn úspěšně dokončena, bude možné s jistotou potvrdit, že asteroid Vesta je mateřským tělesem eukritů, potažmo HED meteoritů. Zároveň by měly být přesněji zjištěny podmínky a procesy i role vodní složky pro vývoj našeho planetárního systému a míra jeho evoluce. Moravský meteorit Stannern díky svému unikátnímu složení mezi eukrity výrazně napomohl k pochopení magmatických procesů mimozemských těles. Zatím však není s jistotou prokázáno, že tento meteorit má totožný původ jako meteority z asteroidu Vesta a tak nelze vyloučit jeho původ z jiného tělesa či asteroidu. I proto moravský meteorit Stannern nalezený nadále zůstává jedním z nejzajímavějších meteoritů na světě.

#### Poděkování

Poděkování patří RNDr. Marcelu Bukovanské, CSc., dále doc. Ing. Zdeňku Řandovi, DrSc., za provedení analýz INAA, Mgr. Radku Škodovi, Ph.D., za vyhotovení WDX analýz a panu Jiřímu Povolnému za zhotovení výbrusů. Laboratorní práce byly finančně podpořeny grantem Royal Astronomical Society, UK.

#### Literatura

- Barrat, J. A. – Yamaguchi, A. – Greenwood, R. C. – Bohn, M. – Cotten, J. – Benoit, M. – Franchi, I. A. (2007): The Stannern trend eucrites: Contamination of main group eucritic magmas by crustal partial melts. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71, 4118.
- Birck, J. L. – Allegre, C. J. (1978): Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the  $^{87}\text{Rb}$ – $^{87}\text{Sr}$  Method. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 37–51.
- Bogard, D. D. – Garrison, D. H. (2003):  $^{39}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}$  ages of eucrites and thermal history of asteroid (4)Vesta. – *Meteoritics and Planet. Sci.* 38, 5.
- Bukovanská, M. (2008): Meteorit Stonařov – Stannern: Historie pádu, petrologie a stáří meteoritu. – *Stonařovské meteority 1808–2008. Muzeum Vysočiny, 59–65. Jihlava.*

- Bukovanská, M. – Ireland, T. R. (1992): Dating and Zr/Hf ratio of zircons and baddeleyites in eucrites. – Abstract 24<sup>th</sup> An. Meet., Munich. – Bulletin of the American Astronomical Society. 24, 941.
- Bukovanská, M. – Němec, I. – Šolc, M. (1998): Infrared microscopic method and possible correlations of FTIR spectra of the meteorites. – Abstract 61<sup>th</sup> An. Meet. Meteor. Soc. – Meteoritics and Planet. Sci. 33, 25–26.
- Carlson, R. W. – Lungmair, G. W. (2000): Timescales of planetesimal formation and differentiation based on extinct and extant radioisotopes. – In: Canup, R. M. – Righter, K. (eds): Origin of the Earth and Moon, Univ. Arizona, 25–44.
- Clayton, R. N. – Mayeda, T. K. (1996): Oxygen isotopes studies of achondrites. – Geochim. Cosmochim. Acta 60, 1 999–2 017.
- Consolmagno, G. J. – Drake, M. J. (1977): Composition and evolution of the eucrite parent body: Evidence from rare elements. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 41, 1 271–1 282.
- Drake, M. J. (1979): Geochemical evolution of the eucrite parent body: Possible nature and evolution of asteroide 4Vesta. – In: Gehrels, A. M. J. (ed.): Asteroids, Univ. Arizona Press, Tuscon.
- Engelhardt, W. von (1963): Der Eukrite von Stannern. – Beitrage zur Mineral und Petrography, 9, 65–94.
- Gardner, K. G. – Mittlefehldt D. V. (2004): Petrology of New Stannern-trend eucrites and eucrite genesis. – Lunar and Planetary Science XXXV, abst. 1 349.
- Gray, C. M. – Papanastassiou, D. A. – Wasserburg, G. J. (1973): The identification of early condensates from the solar nebula. – Icarus 20, 213–239.
- Hill, D. H. – Boynton, W. V. – Haag, R. A. (1991): A lunar meteorite outside the Antarctic. – Science 352, 614–617.
- Ikeda, Y. – Takeda, H. (1985): A model for origin of basaltic achondrites based on the YAMATO – 7308 howardite. – Lunar and Planetary Science Conference, 15, 649–663.
- Ireland, T. – Bukovanská, M. (1992): Zircons from the Stannern eucrite. – Abstract 55<sup>th</sup> Ann. Meet. Met. Soc. Copenhagen. Meteoritics 27, 3, 237.
- Kitts, K. – Lodders, K. (1998): Survey and evaluation of eucrite bulk composition. – Meteoritics and Planet. Sci., 33, 197–213.
- Kohlík, J. (1970): Noviny dávných staletí. – Vydavatelství a nakladatelství Novinář, 108–109, Praha.
- Köblitz, J. (1994): Metbase. – Elektronická databáze.
- Larson, H. P. – Fink, U. (1975): Infrared spectral observation of asteroid 4Vesta. – Icarus 36, 420–427.
- Mason, B. (1962): Meteorites. – John Wiley and Sons, 274, New York.
- McCord, T. B. – Adams, J. B. – Johnson, T. V. (1970): Asteroid Vesta: Spectral reflectivity and compositional implications. – Science 168, 1 445–1 447.
- Melosh, H. J. (1984): Impact ejection, spallation, and the origin of meteorites. – Icarus 59, 234–260.
- Newsom, H. E. – Drake, M. J. (1982): The metal content of the eucrite parent body. Constraints from the partitioning behavior of tungsten. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, 2 483–2 489.
- Nyquist, L. E. – Reese, Y. – Wiesmann, H. – Shih, C. Y. – Takeda, H. (2001): Dating eucrite formation and metamorphism. – Antarctic meteorites, XXVI, 113–115. National Institute of Polar Research, Tokyo.
- Ondra, L. (2008): Osudy stonařovských meteoritů. – Stonařovské meteority 1808–2008. Muzeum Vysočiny, 115–127.
- Papike, J. J. – Graham, R. – Shearer, C. K. (1998): Lunar samples. – In: Papike, J. J. – Ribbe, P. H. (eds): Planetary Materials, The Mineralogical Society of America, Washington 4–171.
- Peltán, L. (2008): Dobové ohlasy pádu meteoritů ve Stonařově a okolí 22. května 1808. – Stonařovské meteority 1808–2008. Muzeum Vysočiny, 97–114.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): PAP (Z) procedure for improved quantitative microanalysis. – Microbeam Analysis, 104–106.
- Rose, G. (1863): Systematisches Verzeichnis der Meteoriten in den Meteoriten in den mineralogischen Museum der Universität zu Berlin. – Annalen der Physik 118, 419–423.
- Schreibers, C. von (1808): Meteoritenfall zu Stannern. – Gilbert's Annalen Der Physik, 29, 225.
- Schreibers, C. von (1809): Beschreibung der mährischen Meteorsteine nach ihrem Ausseren vorzüglich der Ringe etc. – Gilbert's Annalen Der Physik, 31, 23–71.
- Stolper, E. (1977): Experimental petrology of eucrite meteorites. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 41, 587–611.
- Šimčíková, M. (2008): Achondrity HED. – Stonařovské meteority 1808–2008. Muzeum Vysočiny, 51–57.
- Takeda, H. – Graham, A. L. (1991): Degree of equilibration of eucritic pyroxenes and thermal metamorphism of the earliest planetary crust. – Meteoritics 26, 129–134.
- Takeda, H. (1997): Mineralogical records of early planetary processes on the howardite, eucrite, diogenite parent body with reference to Vesta. – Meteoritics and Planet. Sci., 32, 841–853.
- Thomas, P. C. – Binzel, R. P. – Gaffey, M. J. – Storrs, A. D. – Wells, E. N. – Zellner, B. H. (1997): Impact excavation on asteroid 4Vesta: Hubble Space Telescope results. – Science 277, 1 492–1 495.
- Tschermak, G. (1872): Die meteoriten von Stannern, Konstantinopol, Shergotty and Gopalpur. – Tschermak's min. – petr. Mitth., 2, 85–87.
- Yamaguchi, A. – Taylor, G. J. – Keil, K. (1996): Global crustal metamorphism of the eucrite parent body. – Icarus 124, 97–112.
- Yamaguchi, A. – Barrat, J. A. – Greenwood, R. C. – Shirai, N. C. – Okamoto, C. T. – Setoyanagi, T. – Ebihara, M. – Franchi, I. A. – Bohn, M. (2009): Crustal partial melting on Vesta: Evidence from highly metamorphosed eucrites. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, 23, 7 162–7 182.

# ALKÁLIE V KARBONÁTOVÝCH HORNINÁCH MACOŠKÉHO A LÍŠEŇSKÉHO SOUVRSTVÍ VE VELKOLOMU MOKRÁ (MORAVSKÝ KRAS)

Alkaline elements in carbonate rocks of the Macocha and Líšeň Formations in the Mokrý quarry (Moravian Karst)

Jindřich Štelcl<sup>1,2</sup>, Jiří Zimák<sup>3</sup>, Roman Donocik<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: stelcl@sci.muni.cz

<sup>2</sup> Katedra biologie PedF MU, Poříčí 7, 603 00 Brno

<sup>3</sup> Katedra geologie PŘF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

<sup>4</sup> Českomoravský cement, a. s., 664 04 Mokrý-Horákov

(24-41 Vyškov)

**Key words:** Moravian Karst, alkaline elements, limestones, calciturbidites

## Abstract

Concentrations of alkaline elements (sodium and potassium) were determined by EDX analysis and also by laboratory gamma-ray spectrometry (in case of potassium) in carbonate rocks of Macocha Fm. and Líšeň Fm. (limestones and calciturbidites) exploited in the Mokrý quarry in the southern part of the Moravian Karst. Platform carbonates of the Macocha Fm. and deep-subtidal to basin-floor nodular limestones of the Líšeň Fm. (so-called Křtiny Lmst.) have only low concentrations of sodium and potassium (in most of samples less than 0.5 wt. % Na<sub>2</sub>O and less than 0.5 wt. % K<sub>2</sub>O). The concentrations of alkaline elements in calciturbidites of the Líšeň Fm. in the Moravian Karst are higher: siliciclastic beds of calciturbidites contain 0.6–3.4 wt. % K<sub>2</sub>O and 0.04–1.8 wt. % Na<sub>2</sub>O. Increased potassium concentrations in calciturbidites are linked to a presence of phyllosilicates (illite) in siliciclastic beds. Sodium concentrations in siliciclastic beds could be linked to authigenic albite that was identified by electron micro probe analysis.

## Úvod

Na mnoha úsecích vozovek z cementobetonových krytů se vyskytují trhliny, které jsou dávány do souvislosti s alkalicko-křemičitou reakcí (podrobněji viz Breitenbücher 2006). Při této reakci se tvoří alkalicko-křemičitý gel a dochází k objemové expanzi a ke vzniku zmíněných trhlin. Jednou z příčin této reakce je obsah alkálií v cementu. Tento obsah je velmi variabilní a závisí na složení výchozích surovin, přísad a na technologickém procesu výroby. Reakce kameniva s alkáliemi byla identifikována jako jedna z hlavních příčin porušování betonu již v 1. polovině 20. století v USA.

V betonové směsi cement představuje jen relativně malý hmotnostní podíl. Jednou z možností, jak zabránit alkalicko-křemičité reakci je omezení obsahu alkálií v cementu. Pokud je v betonu obsaženo kamenivo citlivé na alkálie, je nutno použít cement s jejich nízkým obsahem. Takový cement by měl vykazovat ekvivalent Na<sub>2</sub>O maximálně 0,6 hm. % (ekvivalent Na<sub>2</sub>O = Na<sub>2</sub>O + 0,658 K<sub>2</sub>O) – viz např. Modrý (2002).

Cílem prováděného výzkumu bylo zhodnocení obsahu alkálií v horninách macošského a líšeňského souvrství, těžných ve všech třech částech velkolomu Mokrý.

## Metody

Pro potřeby laboratorního výzkumu byly odebrány vzorky karbonátových hornin ze všech tří částí velkolomu Mokrý; soubor vzorků obsahuje zástupce všech litostratigrafických členů macošského a líšeňského souvrství vystupujících ve velkolomu.

Laboratorní stanovení obsahů draslíku v horninových vzorcích bylo provedeno na katedře geologie PŘF UP

v Olomouci pomocí gamaspektrometru SG-1000 LAB s vyhodnocovacím programem LAB Center.

Ke stanovení kvantitativního chemického složení odebraných vzorků byla využita energiově disperzní analýza na elektronovém skenovacím mikroskopu JEOL JSM-6490LV vybaveném EDX analyzátořem (Oxford Instruments) na PEMM Ústavu geologických věd PŘF MU Brno. Doba načítání spektra činila 60 s.

V případě jednoho vzorku reprezentujícího kontakt břidličné a karbonátové desky z calciturbiditu byla využita vlnově disperzní analýza, provedená na elektronovém mikroanalyzátořu CAMECA SX-100 na PEMM Ústavu geologických věd PŘF MU Brno. Cílem této analýzy bylo stanovit plošnou distribuci hlavních chemických prvků a dokumentovat jejich vazbu na dvě látkově rozdílné součásti horniny.

Na<sub>2</sub>O a K<sub>2</sub>O ve 12 vzorcích vápenců a calciturbiditů byly stanoveny metodou ICP-ES v laboratořích ACME Vancouver.

## Výsledky a jejich diskuze

Výsledky chemických analýz vzorků vápenců a calciturbiditů ze všech tří částí velkolomu Mokrý jsou uvedeny

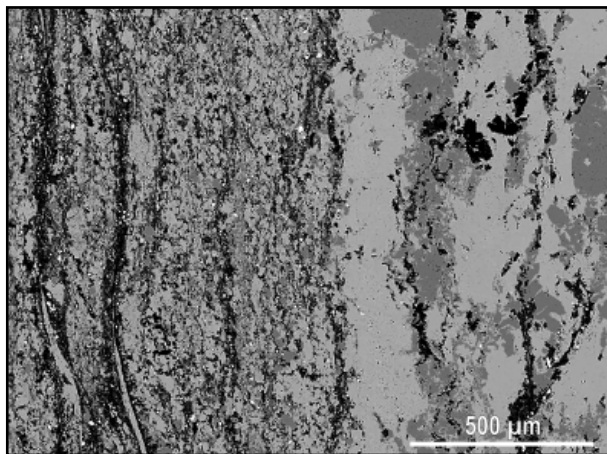
typ horniny	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
vílemovický vápenc	<0,01	0,05–0,09
křtinský vápenc	0,01–0,02	0,61–1,24
říčské vápence – karbonátová deska	0,01–0,05	0,04–0,91
říčské vápence – břidličná deska	0,04–1,83	0,62–3,39

Tab. 1: Koncentrace Na<sub>2</sub>O a K<sub>2</sub>O (hm. %) stanovené metodou ICP-ES (8 vzorků).

Tab. 1: Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O concentrations (wt. %) based on ICP-ES analyses (8 samples).

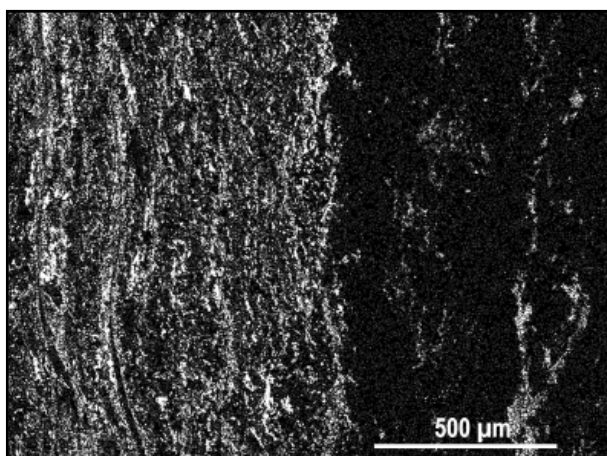
v tab. 1. Je zřejmé, že vilémovické vápence mají jen nízký obsah alkálií. Koncentrace sodíku jsou v analyzovaných vzorcích vilémovických vápenců dokonce pod mezí detekce použité metody ICP-ES, tj. pod 0,01 hm. % Na<sub>2</sub>O.

Pro sedimenty líšeňského souvrství jsou charakteristické zvýšené až velmi vysoké koncentrace alkálií. Projevuje se to již ve spodní části tohoto souvrství ve vápencích křtinských. Říčské vápence mají převážně charakter kalciturbiditů, v nichž lze rozlišit dvě litologicky odlišné složky, tvořící (1) karbonátové desky nebo lavice a (2) siliciklastické desky. Obsah nekarbonátové složky v karbonátových deskách (lavicích) je velmi proměnlivý, variabilní jsou i koncentrace alkálií: Na<sub>2</sub>O a K<sub>2</sub>O jsou často jen v 0,0X hm. %, v případě K<sub>2</sub>O však může jeho množství narůstat až k 1 hm. %. Břidličné desky lze z petrografického hlediska charakterizovat jako vápnitě břidlice, v některých případech jako vápence s vysokým podílem nekarbonátové složky, jindy, s ohledem na jejich zrnitost, jako jílové



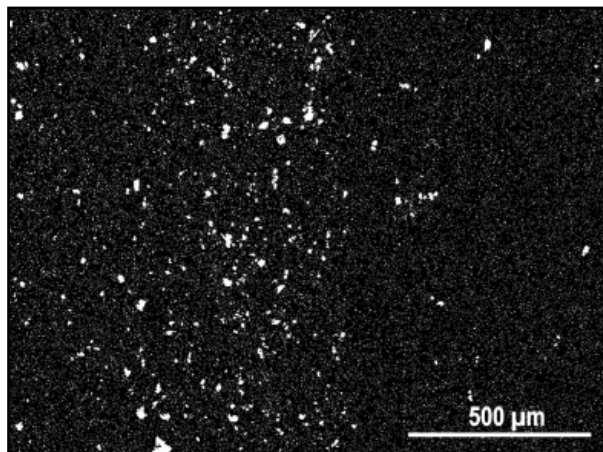
Obr. 1: Kontakt siliciklastické (levá polovina snímku) a karbonátové desky (pravá polovina snímku) ve zpětně odražených elektronech (měřítko je vyznačeno graficky).

Fig. 1: Contact of a siliciclastic bed (left part of the field) and a carbonate bed (right part of the field) in the back scattered electrons image (the scale is graphically marked).



Obr. 2: Kontakt siliciklastické (levá polovina snímku) a karbonátové desky (pravá polovina snímku) – distribuce draslíku (analyzovaná část je shodná s plochou na obr. 1).

Fig. 2: Contact of a siliciclastic bed (left part of the field) and a carbonate bed (right part of the field) – the distribution of potassium (the analyzed area is the same as in the Fig. 1).



Obr. 3: Kontakt siliciklastické (levá polovina snímku) a karbonátové desky (pravá polovina snímku) – distribuce sodíku (analyzovaná část je shodná s plochou na obr. 1).

Fig. 3: Contact of a siliciclastic bed (left part of the field) and a carbonate bed (right part of the field) – the distribution of sodium (the analyzed area is the same as in the Fig. 1).

nebo prachové břidlice s jen malým podílem karbonátu. V závislosti na poměru siliciklastické a karbonátové složky vykazují břidličné desky vysokou variabilitu koncentrací alkálií. Ve všech analyzovaných vzorcích výrazně převládá draslík nad sodíkem. Koncentrace alkálií se v námi studovaných břidličných deskách pohybují v rozpětí 0,62–3,39 hm. % K<sub>2</sub>O a 0,04–1,83 hm. % Na<sub>2</sub>O.

Na obrázku 1 je ve zpětně odražených elektronech zachyceno rozhraní siliciklastické a karbonátové desky ve vzorku říčského vápence. Na obrázku 2 a 3 je zobrazena distribuce K a Na na tomto rozhraní (světlejší barva odpovídá vyššímu obsahu daného prvku). Z obrázku je patrná vazba alkálií na siliciklastickou složku kalciturbiditu. Morfologie objektů se zvýšenými obsahy K a Na naznačuje, že v případě vazby draslíku lze uvažovat nejspíše o fylosilikatech (illit), v případě sodíku se jako nejpravděpodobnější jeví vazba na autigenní albit.

Výsledky všech provedených laboratorních gamaspektrometrických stanovení draslíku jsou sumarizovány v tabulce 2. Provedená měření prokázala nízké koncentrace draslíku ve vilémovických vápencích (do 0,2 hm. % K). Vzhledem k výrazné převaze K nad Na v těchto horninách je zřejmé, že i celkový obsah alkálií bude nízký. Horniny líšeňského souvrství mají koncentrace draslíku zřetelně vyšší. To se projevuje již ve spodní části souvrství v případě křtinských vápenců – i když byly studovány

skupina hornin	n	K (hm. %)	
		rozpětí	median
vilémovické vápence	45	<0,1–0,2	<0,1
křtinské vápence	4	0,3–0,4	0,3
říčské vápence – karbonátové desky a lavice	44	<0,1–0,7	<0,1
říčské vápence – siliciklastické desky	7	1,5–3,0	2,5

Tab. 2: Gamaspektrometricky stanovené koncentrace draslíku (hm. %) ve studovaných horninách (n = počet měření).

Tab. 2: Gamaspectrometrically determined potassium concentrations (in wt. %) in the studied rocks (n = number of measurements).

skupina hornin	n	Na <sub>2</sub> O (hm. %)	K <sub>2</sub> O (hm. %)
křtinské vápence	2	<0,5	0,6–0,7
říčské vápence – karbonátové desky a lavice	15	<0,5–0,8	<0,2–1,0
říčské vápence – siliciklastické desky	5	<0,5–0,8	4,1–6,0
rozstáňské břidlice	11	<0,5–2,8	<0,2–5,6

Tab. 3: Koncentrace alkálií (hm. %) ve studovaných horninách na základě EDX analýz (n = počet měření).

Tab. 3: Alkaline elements concentrations (in wt. %) in the studied rocks based on EDX analyses (n = number of measurements).

pouze čtyři vzorky, jsou stanovené koncentrace draslíku víceméně shodné (0,3–0,4 hm. % K). Kalciturbidity jsou z hlediska distribuce alkálií značně nehomogenní. Zatímco v karbonátových polohách jsou koncentrace draslíku relativně nízké (převážně pod 0,1 hm. %, max. 0,7 hm. % K), jsou v siliciklastických deskách koncentrace draslíku v rozpětí 1,5–3,0 hm. %.

S ohledem na nízké koncentrace alkálií ve vápencích macošského souvrství byla metoda EDX použita hlavně při výzkumu hornin líšeňského souvrství, v jehož rámci byly analyzovány jak lavice říčských vápenců, tak i karbonátové a siliciklastické desky kalciturbiditů. Sumarizované výsledky analýz jsou uvedeny v tabulce 3.

Koncentrace Na<sub>2</sub>O ve vápencích (včetně vápencových desek) jsou převážně pod mezí detekce metody EDX (tj. pod 0,5 hm. % Na<sub>2</sub>O), maximální hodnoty dosahují 0,8 hm. % Na<sub>2</sub>O. Koncentrace draslíku ve většině vzorků jsou nad mezí detekce (tj. nad 0,2 hm. % K<sub>2</sub>O, dosahují max. cca 1 hm. % K<sub>2</sub>O).

V břidličných deskách byly prokázány vysoké podíly nekarbonátové složky. Koncentrace sodíku jsou v nich převážně pod detekčním limitem, k draslíku jsou však výrazně zvýšené a pohybují se v intervalu 4 až 6 hm. % K<sub>2</sub>O.

### Závěr

Předložená zpráva představuje pilotní projekt, jehož cílem bylo prověřit možnosti analytického stanovení obsahu alkálií v cementářských surovinách těžných v dobývacím prostoru velkolomu Mokrý. Studie prokázala, že použitými metodami lze relativně spolehlivě sledovat distribuci alkálií v cementářských surovinách těžných ve velkolomu a lze jimi vymezit úseky se zvýšenými koncentracemi draslíku a sodíku. Ve vápencích macošského souvrství jsou koncentrace alkálií jen velmi nízké. Pro líšeňské souvrství jsou charakteristické karbonátové horniny s příměsí siliciklastického materiálu, tvořícího v typickém případě břidličné desky. Právě v tomto siliciklastickém materiálu byly zjištěny relativně vysoké koncentrace draslíku i sodíku. Z hlediska zvýšených koncentrací alkálií se jako nepříznivé jeví kulmské sedimenty rozstáňského souvrství (tzv. rozstáňské břidlice) vystupující a těžné ve v. části velkolomu Mokrý.

### Literatura

- Breitenbücher, R. (2006): Alkali-Kieselsäure-Reaktion (AKR) – Folgerungen für den Betonstraßenbau. – Strasse + Autobahn, 4, 205–209, Kirschbaum Verlag, Bonn.
- Modrý, S. (2002): Vyloučení alkalické reakce kameniva v betonu na stavbách pozemních komunikací. – MS, ČVUT Praha.



## VLIV TĚŽBY URANU NA ŽIVOTNÍ PROSTŘEDÍ – RADIOAKTIVITA FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ A HALDOVÉHO MATERIÁLU V PROSTORU LOŽISKA ZÁLESÍ V RYCHLEBSKÝCH HORÁCH

Influence of uranium mining on the environment – radioactivity of stream sediments and dump material in the area around the deposit Zálesí in the Rychlebské hory Mts.

Jiří Zimák

Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(14-21 Travná)

**Key words:** gamma-spectrometry, natural radioactive elements, uranium, stream sediments, dump material

### Abstract

Contents of potassium, uranium and thorium were measured in sixteen samples of stream sediments and in ten samples of dump material from the area around a small uranium deposit Zálesí near the town of Javorník using a laboratory gamma-ray spectrometer. All studied stream sediments show a low or moderately increased radioactivity (only 345 Bq·kg<sup>-1</sup> as a maximum). In harmony with expectation the studied samples of dump material have increased radioactivity (970 Bq·kg<sup>-1</sup> on average) due to high uranium contents (55 to 99 ppm eU).

### Úvod

V letech 1959–1968 byly na ložisku Zálesí u Javorníka hornickým způsobem těženy uranové rudy (např. Janata – Zachař 2007, Kolektiv 2003). Jedním z pozůstatků po těžbě a úpravě rud jsou haldy, jejichž materiál lokálně vykazuje poměrně vysokou radioaktivitu.

Cílem provedeného výzkumu bylo (1) zhodnocení vlivu těžby a úpravy uranových rud na radioaktivitu fluviálních sedimentů v prostoru ložiska a (2) zjištění radioaktivity odpadu z radiometrické třídičky rudy, který je srážkovými vodami a též díky svahovým pohybům neustále přemisťován do Obecního potoka.

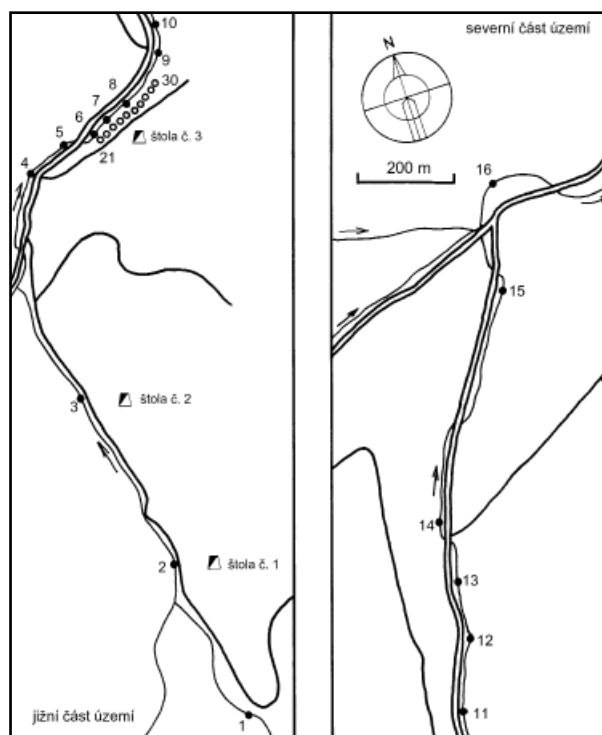
### Vzorky a metody

K laboratornímu měření přirozené radioaktivity bylo v prostoru ložiska Zálesí odebráno 16 vzorků fluviálních sedimentů (vzorky č. 1 až 16) a 10 vzorků haldového materiálu (vzorky č. 21 až 30). Místa odběru jednotlivých vzorků jsou zřejmá z obr. 1.

Fluviální sedimenty byly odebrány v korytě bezejmenného pravostranného přítoku Obecního potoka (vzorky č. 1 až 3), dále v korytě Obecního potoka (č. 4 až 15) a Javornického potoka (č. 16). Vzorek č. 1 reprezentuje sedimenty neovlivněné těžbou nebo úpravou uranových rud (a nutno poznamenat, že ve zdrojové oblasti materiálu tohoto vzorku není uranové zrudnění známo). Radioaktivita všech zbývajících 15 vzorků může být do jisté míry ovlivněna přítomností materiálu pocházejícího z hald nebo i z vytékajících důlních vod.

Vzorky fluviálních sedimentů byly odebírány jen z povrchové vrstvy (do hloubky max. 15 cm) a již při odběru byly sítovány pomocí stavebního síta s velikostí ok 4 mm. V nadsítné frakci dominují klasty hornin známých ze zdrojové oblasti (ruly, méně amfibolity a také svory),

přítomny jsou i úlomky žilného křemene a v některých vzorcích odebraných v korytě Obecního potoka byly zjištěny i četné úlomky stavebních materiálů. K dalšímu výzkumu byla použita pouze podsítná frakce o objemu cca 3,5 litru, z níž byl po vysušení odebrán vzorek o hmotnosti cca 400 gramů k laboratornímu gamaspektrometrickému stanovení obsahu draslíku, uranu a thoria, zbytek pak byl rozdělen sítováním za sucha na tři frakce: A (pod 0,25 mm), B (0,25–0,5 mm) a C (0,5–4 mm).



Obr. 1: Místa odběru vzorků.  
Fig. 1: Localization of sampling sites.

V období těžby na ložisku Zálesí byly bohaté uranové rudy vytrženy ručně. K třídění chudších rud byla využívána radiometrická třídícíka, která z materiálu na dopravním pásu oddělovala radioaktivnější partie. Odpad z této třídícíky, v němž mohly zůstat velmi drobné úlomky i bohatých uranových rud, je deponován na haldě pod štolou č. 3. Z této haldy byly odebrány vzorky č. 21 až 30. Tyto vzorky však nejsou reprezentativní, neboť představují pouze materiál o velikosti úlomků pod cca 30 mm (úlomky nad uvedenou velikostí byly z odebíraných vzorků odstraňovány, jejich podíl na celkovém složení haldového materiálu lze odhadnout na 50 až 70 % – jde převážně o fragmenty rul a amfibolitů, často s hydrotermální mineralizací, i o úlomky křemenné nebo křemen-karbonátové žiloviny s makroskopicky nápadným hematitem, chalkopyritem, sekundárními Cu-minerály a výjimečně i s arsenidy. Po vysušení bylo z každého vzorku odebráno cca 400 gramů materiálu na gamaspektrometrické měření a zbytek vzorku (o hmotnosti 5 až 7 kg) byl síťováním za sucha rozdělen na čtyři frakce: A (pod 0,25 mm), B (0,25–0,50 mm), C (0,5–2,0 mm) a D (2,0–30 mm).

V takto připravených vzorcích fluvialních sedimentů a haldového materiálu byly na PřF UP v Olomouci za použití spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm<sup>3</sup> (průměr 76 mm, délka 76 mm) stanoveny obsahy draslíku (přímo na základě koncentrace <sup>40</sup>K) a obsahy uranu a thoria (nepřímo na základě koncentrací dceřiných produktů, a proto jsou obsahy těchto prvků při uvádění výsledků analýz označovány jako eU a eTh). Přirozená radioaktivita vzorků je hodnocena i na základě hmotnostní aktivity ekvivalentu <sup>226</sup>Ra ( $a_m$ ), která byla z výsledků gamaspektrometrických analýz vypočtena podle vztahu  $a_m = 12,35U + (1,43 \times 4,06Th) + (0,077 \times 313K)$ , do kterého jsou obsahy U a Th dosazovány v ppm, obsahy K v hm. %.

### Výsledky a jejich zhodnocení

Výsledky provedených gamaspektrometrických měření jsou sumarizovány v tab. 1 až 3. Ze získaných dat plynou tyto závěry:

1. Přirozená radioaktivita fluvialních sedimentů v korytě bezejmenného pravostranného přítoku Obecního potoka není ani v prostoru ovlivněném těžbou uranových

rud nijak výrazně zvýšená. Gamaspektrometricky stanovené obsahy draslíku a thoria ve fluvialních sedimentech (a platí to pro všechny vzorky, tedy č. 1 až 16) zhruba odpovídají obvyklým obsahům obou prvků v dominantních typech hornin ve snosné oblasti (svory strošské skupiny,

vzorek	K hm. %	eU ppm	eTh ppm	am Bq·kg <sup>-1</sup>
1	3,5	1,9	4,7	135
2	2,9	4,1	4,5	147
3	2,9	3,5	5,5	145
4	2,6	4,1	5,8	147
5	2,3	4,2	6,1	143
6	2,6	5,4	5,3	160
7	2,7	16,6	6,2	306
8	2,7	12,7	5,0	251
9	2,7	12,7	6,3	258
10	2,8	20,2	4,9	345
11	2,7	14,9	5,5	281
12	2,5	10,9	4,6	222
13	2,9	11,2	6,7	247
14	2,4	9,1	5,5	202
15	2,9	9,0	7,8	226
16	2,4	6,6	6,6	178

Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, eU, eTh) ve fluvialních sedimentech a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity ( $a_m$ ).

Tab. 1: Natural radioactive element (K, eU, eTh) contents in stream sediments and calculated mass activity ( $a_m$ ).

vzorek	frakce	podíl hm. %	K hm. %	eU ppm	eTh ppm	am Bq·kg <sup>-1</sup>
7/A	pod 0,25 mm	51	2,5	17,9	6,9	321
7/B	0,25–0,5 mm	21	3,7	19,0	5,4	355
7/C	nad 0,5 mm	28	3,7	14,7	4,1	295
10/A	pod 0,25 mm	27	2,6	23,8	5,0	386
10/B	0,25–0,5 mm	28	2,8	21,9	4,8	366
10/C	nad 0,5 mm	45	2,3	18,4	4,5	309
11/A	pod 0,25 mm	40	2,5	16,1	7,8	304
11/B	0,25–0,5 mm	39	2,9	15,0	4,9	284
11/C	nad 0,5 mm	21	3,6	15,2	7,0	315

Tab. 2: Zrnitostní složení fluvialních sedimentů (vzorky č. 7, 10 a 11) a přirozená radioaktivita zrnitostních frakcí.

Tab. 2: Grain composition of stream sediments (Samples Nos. 7, 10 and 11) and natural radioactivity of grain size fractions.

vzorek	frakce								celý vzorek		
	pod 0,25 mm		0,25–0,5 mm		0,5–2 mm		nad 2 mm		měř.	vyp.	vyp.
	%	eU	%	eU	%	eU	%	eU	eU	eU	$a_m$
21	15	148	7	121	18	74	60	32	80	63	875
22	20	145	8	126	22	69	52	21	57	65	899
23	14	137	8	145	22	81	56	90	404	99	1319
24	8	216	4	152	15	95	73	24	59	55	776
25	15	177	7	145	23	93	55	24	90	72	986
26	20	133	8	102	22	84	50	29	48	68	936
27	22	137	7	122	20	88	51	23	141	68	936
28	24	131	8	119	18	72	50	19	54	63	875
29	10	209	9	161	18	124	63	28	62	76	1035
30	20	192	7	130	18	84	55	28	290	78	1060

Tab. 3: Zrnitostní složení haldového materiálu (v hm. %), obsah uranu (eU, ppm) a vypočtená hmotnostní aktivity ( $a_m$ , Bq·kg<sup>-1</sup>).

Tab. 3: Grain composition of a dump material (in wt %), uranium content (eU, ppm) and calculated mass activity ( $a_m$ , Bq·kg<sup>-1</sup>).

ruly sněžnické skupiny). Ve vzorku č. 1, reprezentujícím fluviální sediment nijak neovlivněný uranovou mineralizací ložiska Zálesí, bylo stanoveno 1,9 ppm eU. Ve vzorcích č. 2 až 6 jsou obsahy uranu zhruba dvojnásobné (3,5 až 5,4 ppm eU, viz tab. 1) – tyto vzorky jsou již z území ovlivněného těžbou, haldy štol č. 1 a 2 zasahují až k potoku, přímo v korytě potoka lze najít i větší úlomky hydrotermální mineralizace, zcela mimořádně i s makroskopicky patrným uraninitem. Hmotnostní aktivita vzorků 2 až 6 je v rozpětí 143 až 160 Bq·kg<sup>-1</sup>, je tedy dokonce o něco nižší než hmotnostní aktivita průměrné zemské kůry vypočtená z klarků pro draslík, uran a thorium (kolem 180 Bq·kg<sup>-1</sup>).

2. Sledujeme-li obsahy uranu ve fluviálních sedimentech Obecního potoka ve směru jeho toku, je zřejmé náhlé zvýšení z hodnoty 5,4 ppm eU ve vzorku č. 6 na 16,6 ppm eU ve vzorku č. 7 a přetrvávání relativně vysokých hodnot eU (až 20 ppm) až k soutoku s Javornickým potokem (tab. 1, obr. 1). Zvýšení obsahu uranu ve fluviálních sedimentech Obecního potoka zcela evidentně souvisí s haldou „slabě aktivního“ materiálu z radiometrické třídičky. Při svahových pohybech se tento materiál dostává do vodního toku, jemnozrnná frakce je z haldového materiálu vyplavována a do potoka přenášena srážkovými vodami.

3. V rámci jednotlivých vzorků fluviálních sedimentů existuje náznak vztahu mezi zrnitostí a obsahem uranu. V sedmi vzorcích s hodnotami eU nad 10 ppm bylo zjištěno, že obsahy uranu ve třech sledovaných zrnitostních frakcích nejsou příliš rozdílné a že v jemnozrnnější frakci (frakce A) jsou obsahy uranu zpravidla nejvyšší (údaje o třech vzorcích jsou v tab. 2).

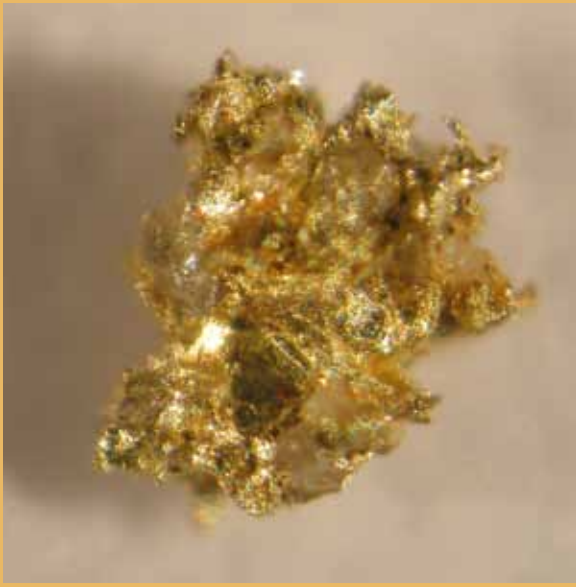
4. Haldový materiál, jenž je odpadem z radiometrické třídičky uranové rudy, vykazuje podle očekávání relativně vysokou radioaktivitu. V tab. 3 jsou uvedeny obsahy uranu ve čtyřech frakcích všech deseti studovaných vzorků, a to včetně podílu dané frakce na složení vzorku

– je zcela evidentní, že s rostoucí velikostí zrna dochází k poklesu obsahu uranu. Poslední tři sloupce v tab. 3 obsahují údaje vztažené na celý vzorek. Jako měř. eU je zde uveden obsah uranu stanovený z malé (cca 400 g), a proto nereprezentativní části vzorku. Hodnoty měř. eU se pohybují ve velmi širokém intervalu a dosahují až 404 ppm. Za relativně přesné lze považovat hodnoty vyp. eU, které byly pro celý vzorek vypočteny z obsahů uranu v jednotlivých frakcích a z podílu těchto frakcí na složení celého vzorku (55 až 99 ppm eU). Pro celý vzorek byl proveden i výpočet hmotnostní aktivity podle výše uvedené rovnice, do níž byla dosazena hodnota vyp. eU. Vzhledem k tomu, že proměřované vzorky mají velmi vysoký obsah uranu, vznikaly často problémy s přesnějším stanovením obsahu thoria, přítomného v jednotkách ppm, a v menší míře také s přesným stanovením obsahu draslíku. Proto bylo při výpočtu hmotnostní aktivity u všech vzorků kalkulováno s průměrným obsahem 2,8 hm. % K a 5 ppm Th (příspěvek 2,8 hm. % K a 5 ppm Th k hmotnostní aktivitě vzorku je 97 Bq·kg<sup>-1</sup>). Takto vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity jsou v rozpětí 776 až 1 319 Bq·kg<sup>-1</sup> (průměr 970 Bq·kg<sup>-1</sup>). V haldovém materiálu převažují úlomky o velikosti nad 3 cm (jejich podíl je odhadem 50 až 70%) a vše nasvědčuje tomu, že jejich průměrná radioaktivita je výrazně nižší než radioaktivita frakce pod 3 cm. Průměrná hmotnostní aktivita materiálu pocházejícího z radiometrické třídičky uranových rud je proto pravděpodobně nižší než výše uvedených 970 Bq·kg<sup>-1</sup>.

5. Z environmentálního hlediska nepředstavují zvýšené koncentrace uranu ve fluviálních sedimentech Obecního potoka žádné riziko (max. 20,2 ppm eU, max. 345 Bq·kg<sup>-1</sup>). I když haldy v prostoru ložiska Zálesí patří do kategorie „starých ekologických zátěží“, patrně není nutno je i přes zvýšené obsahy uranu považovat za rizikové.

#### Literatura

Janata, M. – Zachař, Z. (2007): Javornický uran. – Vydal: ing. Jan ŠKODA FORTprint, Dvůr Králové nad Labem.  
Kolektiv (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. – Nakladatelství ANAGRAM Ostrava.



Zlatinka z lokality Hory-Zákopy (20 km z. od Třebíče), byla získána vyrýžováním a podrcením přepálené křemenné žiloviny pocházející z obvalu pinky. Velikost zlatinky je 0,79 mm. Foto T. Potočková, 2008.



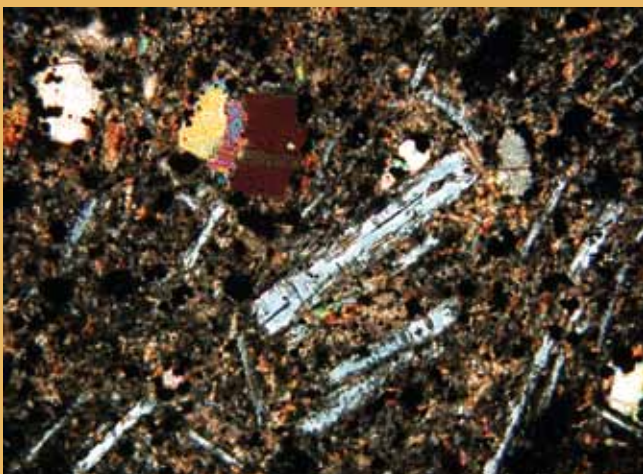
Trilobit *Archegonus (Phillibole) cf. polleni* z břidlic březinského souvrství (visé) v údolí Řičky, Brno-Líšeň. Foto T. Weiner, 2011.



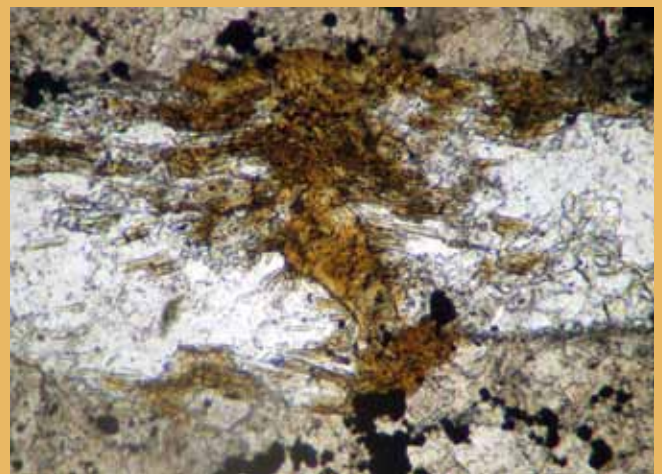
Olistolit o průměru 2 m tvořený šedým mikritovým vápencem oxfordského stáří (datování podle foraminifer) z olistostromy v chlebovických vrstvách slezské jednotky; stavba silnice I/48, v. od Rychaltic. Foto M. Bubík, 2011.



Budinované tektonické šupiny granodioritu brněnského masivu zapracované do silně mylonitizovaných devonských bazálních klastik, střížná zóna ve štole číslo 2, údolí Křtinského potoka. Foto J. Rez, 2009.



Olivínický melilit z Pohoře u Oder. Tabulkovitý melilit má namodrale šedé interferenční barvy a kolmo na ohraničení krystalů lze pozorovat typické tenké tyčinkovité útvary. Zkřížené nikoly, délka snímku 1,2 mm. Foto A. Přichystal, 2011.



Dravit v křemen-kalcitové žilce, protínající Fe-dolomit, vrt Hlásnice 2, PPL. Delší strana fotografie má délku 2 mm. Foto Z. Losos, 2012.



Kolnovice – pískovna. Horní foto – velké koryto vyplněné písčitou šterkou zahloubené do šikmo zvrstvených písků – záznam výrazné změny v proudění na výplavové plošině, výška stěny je cca 5 m. Spodní foto – šikmo planárně zvrstvené písků oddělené mírně ukloněnými hraničními povrchy – záznam poproudové migrace příčných lavic v řečišti.  
Foto M. Hanáček, 2007 a 2010.

**ČESKOMORAVSKÝ  
ŠTĚRK**  
HEIDELBERGCEMENT Group



**muni  
PRESS**

