

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY *na Moravě a ve Slezsku*

GEOLOGICAL RESEARCH *in Moravia and Silesia*



kenozoikum

mezozoikum

paleozoikum

krystalinikum

aplikovaná geologie

XVIII. ročník/2011/1

BRNO 2011



Odškrcený meandr Moravy nad Osypanými břehy, na vtoku a výtoku jsou vytvořené aluviální zátky porostlé vegetací. Meandr vlevo jsou známé Osypané břehy. Foto: J. Wenzel, 2006.



Příčně členěný skleněný korálek z hrobu na j. předhradí raně středověkého hradiska Břeclav-Pohansko (9. stol. n. l.). Sklo bylo nedestruktivně studováno pomocí skenovacího mikroskopu. Foto: R. Přichystalová, 2010.



Výbrus vápence s foraminiferou *Lenticulina cf. hebetata* (Schwager), oxford, lom Hády, Brno (vzorek 12/10). Měřítka: 0,1 mm. Foto: M. Bubík, 2011.



Bazaltový mozdíř a drtidlo z neolitického naleziště Tell Arbid Abyad v sv. Sýrii (haláfská kultura, 6. tisíciletí před n. l.). Surovina na jejich výrobu byla importována na vzdálenost kolem 65 km. Foto: L. Zahradková, 2008.



Výbrus amfibol-biotitického durbachitu z lomu Královec, jv. od Jaroměřic nad Rokytnou. Delší strana fotografie je 3 mm. Foto: D. Buriánek, 2003.

Snímek na 1. straně obálky: Drobné zlatinky na křemenu z ložiska Marie Pomocná III ve zlatohorském revíru, Zlaté Hory. Šířka snímku cca 20 mm. Foto: M. Nepejchal, 2007.

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

Tisk:

TDV – Vladimír Dilhof

Vídeňská 80, 639 00 Brno

Časopis je evidován MK ČR

pod č. E 19837

ISSN 1212-6209

© 2011 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 Všíanský,

Mgr. Eva Kryštofová, RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

AUTORSKÝ REJSTŘÍK

Index of Authors

Baldík, Vít	74	Leichmann, Jaromír	158, 171
Barák, Petr	88	Losos, Zdeněk	134
Basistová, Petra	8	Máčka, Zdeněk	33, 37
Blecha, Martin	55	Maňák, Lukáš	43
Brtníková, Jana	94	Maštera, Lubomír	106
Bubík, Miroslav	13, 74	Melichar, Rostislav	43, 110, 183
Buriánek, David	13, 118	Michálková, Monika	37
Čech, Zdeněk	158	Münster, Petr	33
Černý, Jan	161	Nehyba, Slavomír	19, 46, 68, 94, 106
Doláková, Nela	8	Nepejchal, Miroslav	115
Dolníček, Zdeněk	83, 98, 125, 143	Ondruch, Jakub	37
Donocik, Roman	102	Pavlík, Martin	171
Durďáková, Marta	165	Pecka, Tomáš	51
Řurďová, Libuše	205	Petřík, Jan	174
Faimon, Jiří	55, 165, 168, 181	Pospíšilová, Jarmila	181
Francírek, Michal	19	Potočková, Tereza	143
Fuksová, Alena	125	Poul, Ivan	88
Gadas, Petr	98, 125	Poulová, Denisa	183
Geršl, Milan	88	Pražáková, Marcela	55
Gilíková, Helena	68, 118	Přichystal, Antonín	148, 174
Halló, Miroslav	24	Přichystalová, Renáta	187
Hanžl, Pavel	128	Pukaj, Marek	88
Hladil, Jindřich	88	René, Miloš	153
Horníček, Roman	168	Sas, Daniel	168
Houzar, Stanislav	143	Sedláková, Iva	191
Hrdličková, Kristýna	128	Seko, Michal	79
Jakubová, Petra	46	Slobodník, Marek	102, 148
Jůzková, Veronika	208	Smetana, Mirek	58
Kedrová, Linda	29	Šilhán, Karel	64
Kernstocková, Markéta	110	Štelcl, Jindřich	187, 197
Kirchner, Karel	33	Tomanová Petrová, Pavla	46, 68
Knecht, Richard	134	Tóthová, Gabriela	110
Kněžínek, Karel	183	Urubek, Tomáš	83
Kontár, Martin	138	Vávra, Václav	161, 187
Krásný, Otakar	46	Zágoršek, Kamil	29
Krejčí, Oldřich	13	Zimák, Jiří	115, 197, 201, 205, 208

OBSAH

CONTENTS

KENOZOIKUM *Cenozoic*

Palynologické zhodnocení sedimentů z vrtu Iván IK-1 u Hustopečí

Palynological evaluation of the sediments from borehole Iván IK-1 near Hustopeče

Petra Basistová, Nela Doláková 8

Karbonátové konkrece Moravskoslezských Beskyd (Česká republika)

Carbonate concretions of the Moravsko-Slezské Beskydy Mountains (Czech Republic)

David Buriánek, Miroslav Bubík, Oldřich Krejčí 13

Příspěvek k poznání sedimentů spodního badenu v severní části karpatské předhlubně na Moravě.

Contribution to the knowledge of Lower Badenian deposits in the northern part of the Carpathian Foredeep in Moravia

Michal Francírek, Slavomír Nehyba 19

Distribuce hypocenter zemětřesení v epicentrální oblasti Nový Kostel

Distribution of earthquake hypocentres in epicentral area Nový Kostel

Miroslav Halló 24

Mechovky ze silicitů v glaciáluálních sedimentech severní Moravy, metody získávání i možnosti určení

Bryozoans from flints in glacial sediments of Northern Moravia, methods of extraction and possibilities of determination

Linda Kedrová, Kamil Zágoršek 29

Stržový systém v Bosonožském hájku – jedinečný geomorfologický fenomén západně od Brna

Gully network in the Bosonožský Hájek area – unique geomorphological phenomenon westward from Brno

Karel Kirchner, Petr Münster, Zdeněk Máčka 33

Geomorfologické a vegetační změny opuštěného meandru Moravy v oblasti Osypaných břehů pět let po odškrvení

Geomorphological and vegetation changes of the Morava River oxbow lake in the locality of Osypané Břehy five years after the cut-off

Zdeněk Máčka, Jakub Ondruch,
Monika Michálková 37

Puklinová stavba spraší na vybraných lokalitách jižní Moravy

Joint patterns in loess complexes at the selected localities from the Southern Moravia

Lukáš Maňák, Rostislav Melichar 43

Neogenní sedimenty karpatské předhlubně ve vrtech P1, P2 a M1 Černovice

Neogene deposits of the Carpathian Foredeep in the drill holes P1, P2 a M1 Černovice

Slavomír Nehyba, Pavla Tomanová Petrová,
Petra Jakubová, Otakar Krásný 46

Nález „nového“ profilu v zaniklé cihelně Židenice II – Růženin Dvůr

The finding of the “new” section in the former brickyard Židenice II – Růženin dvůr

Tomáš Pecka 51

Produkce CO₂ v krasových půdách v oblasti jeskyně Býčí skála (Moravský kras)

CO₂ production in karst soils in the field above the Býčí Skála Cave (Moravian Karst)

Marcela Pražáková, Martin Blecha, Jiří Faimon 55

Dynamika koryta Moravy ve vztahu k příbřežní vegetaci na základě studia historických map a současných měření: případová studie ze Strážnického Pomoraví

Dynamics of the Morava River changes in relation to riparian vegetation based on the study of old maps and contemporary measurements: a case study from the Strážnické Pomoraví

Mirek Smetana 58

Dendrogeomorfologická analýza časové dotace sedimentů do vysokogradientového toku (příkladová studie Satina; Moravskoslezské Beskydy)

Dendrogeomorphic analysis of temporal sediment supply into high-gradient stream (case study of the Satina River; the Moravskoslezské Beskydy Mts.)

Karel Šilhán 64

Spodnobadenské klastické sedimenty zastížené v lomu Kalcit (Brno-Líšeň)

The Lower badenian clastic sediments found in the Kalcit Quarry (Brno-Líšeň)

Pavla Tomanová Petrová, Helena Gilíková,
Slavomír Nehyba 68

MEZOZOIKUM *Mesozoic*

Předběžné výsledky stratigrafického výzkumu jury na Hádech u Brna

Preliminary results of stratigraphic investigations of the Jura at Hády Hill near Brno

Miroslav Bubík, Vít Baldík 74

Paleontologické nálezy z lokality Hrádok

Paleontological findings from locality Hrádok

Michal Seko 79

Hydrotermální mineralizace v hornině těšínitové asociace u Nového Jičína (Slezská jednotka, vnější Západní Karpaty)

Hydrothermal mineralization in rock of teschenite association near Nový Jičín (Silesian Unit, Outer Western Carpathians)

Tomáš Urubek, Zdeněk Dolníček 83

**PALEOZOIKUM
Paleozoic**

Geologická stavba propasti Macocha v Moravském krasu na základě strukturálních a stratigrafických výzkumů

Geological structure of the Macocha Abyss in the Moravian Karst on the basis of structural and stratigraphic research
Petr Barák, Ivan Poul, Milan Geršl, Jindřich Hladil, Marek Pukaj 88

Příspěvek k poznání provenience sedimentů střední části Boskovické brázdy

Contribution to the knowledge of provenance of the deposits in the middle part of the Boskovice Basin

Jana Brtníková, Slavomír Nehyba 94

Krystalovaný siderit ze spodnokarbonských aleuropelitů v Hrabůvce (kulm Nížkého Jeseníku)

Siderite crystals from the Lower Carboniferous aleuropelites in Hrabůvka (Culm of the Nížký Jeseník Upland)

Zdeněk Dolníček, Petr Gadas 98

Obsah síry v cementářských vápencích ložiska Mokrá a její zdroj

Sulphur content in limestones for cement industry at the Mokrá Quarry and its source

Roman Donocik, Marek Slobodník 102

Petrofaciální analýza permokarbonských sedimentů v jižní části Boskovické brázdy a výskytu u Zöbingu (Dolní Rakousko)

Petrofacial analyses of the Permo-Carboniferous deposits in southern parts of the Boskovice basin and Zöbing (Lower Austria)

Lubomír Maštera, Slavomír Nehyba 106

Paleonapjatostní analýza masivu hory Naranco (Asturie, Španělsko)

Paleostress analysis on the Naranco Mt. Massif, Asturia, Spain

Gabriela Tóthová, Rostislav Melichar, Markéta Kernstocková 110

Zlato z dolu Marie Pomocná II ve Zlatohorském rudním revíru

Gold from the Marie Pomocná Mine No. III in the Zlaté Hory ore district

Jiří Zimák, Miroslav Nepejchal 115

**KRYSTALINIKUM
Crystalline complex**

Ryolity v metadioritové zóně brněnského masivu

Rhyolites from Metadiorite Zone of the Brno Massif

David Burianek, Helena Gilíková 118

Mineralogie sulfidické, arzenidové a telluridové mineralizace v cordieritickém pegmatitu z lomu Bory u Velkého Meziříčí (Strážecké moldanubikum)

Mineralogy of sulphide, arsenide and telluride mineralization in cordierite-bearing pegmatite from the Bory Quarry near Velké Meziříčí (Strážek Moldanubicum)

Alena Fuksová, Zdeněk Dolníček, Petr Gadas 125

Výskyt mikrogranitu s granofyrickou strukturou na hranici dioritové a metabazitové zóny brněnského masivu východně od Jinačovic

Occurrence of microgranite with granphyric texture on a boundary of the Diorite and Metabazite zones of the Brno Massif east of Jinačovice

Pavel Hanžl, Kristýna Hrdličková 128

Mineralogie apofylit-prehnitových žil ze skarnů u Bludova

Mineralogy of apophyllite-prehnite veins from skarns near Bludov

Richard Knecht, Zdeněk Losos 134

Kontrastní typy fluid v inkluzích křemenů z alpské paragenese z oblasti Sobotínského masivu

Contrast types of fluids in inclusions of the quartz from the Alpine paragenesis of the Sobotín Massif

Martin Kontár 138

Gamaspektrometrická charakteristika lokalit primární zlatonosné mineralizace v horách u Předína (západní Morava)

Gamma-ray spectrometry of localities of the primary auriferous mineralization at Hory near Předín (Western Moravia)

Tereza Potočková, Zdeněk Dolníček, Stanislav Houzar 143

Brněnský křemenný val

The Brno quartz lode

Antonín Přichystal, Marek Slobodník 148

Chemické složení biotitu Třebíčského masivu

Chemical composition of biotite from the Třebíč pluton

Miloš René 153

APLIKOVANÁ GEOLOGIE
Applied geology

Charakteristika grafitové suroviny z lokality Olomouc-Neředín, latén A

Characteristic of graphite raw material from the locality Olomouc-Neředín, La Tene A

Zdeněk Čech, Jaromír Leichmann 158

Kvantitativní stanovení vápenatých sulfátů v přírodních i průmyslových materiálech

Quantitative determination of the calcareous sulfates in the natural and industrial materials

Jan Černý, Václav Vávra 161

Destrukce kalcitových speleotém v jeskyních Moravského krasu

Destruction of calcite speleothem in the Moravian Karst caves

Marta Durdáková, Jiří Faimon 165

Antropogenní ovlivnění mikroklimatu Císařské jeskyně (Moravský kras)

Anthropogenic impact on the microclimate of the Císařská Cave (Moravian Karst)

Roman Horníček, Jiří Faimon, Daniel Sas 168

Korelace dat letecké, pozemní a laboratorní gamaspektrometrie na tělesech durbachitů

Correlation of air-borne, field and laboratory gamma-spectrometry data on durbachites

Martin Pavlík, Jaromír Leichmann 171

Petroarcheologie ostatní kamenné industrie z lokality Tell Arbid Abyad, severní Mezopotámie (Sýrie)

Petroarchaeological investigation of so called other lithic industry from Tell Arbid Abyad, Northern Mesopotamia (Syria)

Jan Petřík, Antonín Přichystal 174

Vliv hydrodynamických podmínek na růst sádrovce

Impact of hydrodynamic conditions on gypsum growth

Jarmila Pospíšilová, Jiří Faimon 181

3D analýza v prostředí GIS: konstrukce průběhu hranic geologických těles na příkladu stavby území mapového

listu 25-231 Rožnov pod Radhoštěm

3D analysis in GIS: construction of intersectional geological boundaries – a case study from the map sheet 25-231 Rožnov pod Radhoštěm

Denisa Poullová, Karel Kněžínek,

Rostislav Melichar 183

Chemické složení raně středověkých skleněných korálek z jižního předhradí velkomoravského hradiska Břeclav-Pohansko

Chemical composition of early medieval glass beads from the southern part of the stronghold at Břeclav-Pohansko

Renáta Přichystalová, Jindřich Štelcl,

Václav Vávra 187

Gravimetrický model profilu Vranovská Ves-Želešice-Holešov

Gravity Cross-section Vranovská Ves-Želešice-Holešov

Iva Sedláková 191

Přirozená radioaktivita horninového prostředí speleoterapeutických léčeb v Císařské jeskyni a Sloupsko-šošůvských jeskyních (Moravský kras, Česká republika)

Natural radioactivity in the environment of the speleotherapeutic centres in the Císařská Cave and the Sloup-Šošůvka Caves (Moravian Karst, Czech Republic)

Jindřich Štelcl, Jiří Zimák 197

Přirozená radioaktivita granitoidů a metagranitoidů Brunovistulického teránu na území České republiky

Natural radioactivity of granitoids and metagranitoids of the Brunovistulian terrane on the territory of the Czech Republic

Jiří Zimák 201

Aktivita radiocesia a přirozených radioaktivních prvků v sedimentech Plumlovské přehrady a přirozená radioaktivita hornin snosné oblasti

Activity of radiocaesium and natural radioactive elements in sediments of the Plumlov Dam and natural radioactivity of rocks in the source area

Jiří Zimák, Libuše Ďurďová 205

Přirozená radioaktivita magmatických a metamorfovaných hornin Národního parku Podyjí

Natural radioactivity of igneous and metamorphic rocks of the Podyjí (Thayatal) National Park

Jiří Zimák, Veronika Jůzková 208

KENOZOIKUM

CENOZOIC

PALYNOLOGICKÉ ZHODNOCENÍ SEDIMENTŮ Z VRTU IVÁŇ IK-1 U HUSTOPEČÍ

Palynological evaluation of the sediments from borehole Iváň IK-1 near Hustopeče

Petra Basistová, Nela Doláková

Katedra geologie a paleontologie PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 162649@mail.muni.cz

(34-12 Pohořelice)

Key words: Carpathian Foredeep, Lower Badenian, palynology

Abstract

The Lower Badenian marine sediments from the Moravian part of the Carpathian Foredeep (the borehole Iváň IK-1 near Hustopeče) were studied from the palynological point of view. The pollen data document subtropical climate with the dominance of zonal vegetation of evergreen broadleaved forest during the Miocene climatic optimum. The azonal vegetation has been represented by riparian forest with *Ulmus*, *Alnus* and coastal swamp with *Taxodiaceae*, *Cyrillaceae*, *Myricaceae*. The extrazonal (mountain) vegetation has been represented by *Picea*, *Cathaya*, *Tsuga*. The presence of *Dinoflagellata* and green algae *Tasmanaceae* indicates marine palaeoenvironment.

Úvod

Vrt Iváň IK-1 byl situován v j. části karpatské předhlubně v blízkosti Hustopečí. Studovaný vrt zasáhl do hloubky 60 m. Tento vrt byl z paleontologického a biostratigrafického hlediska zpracován v práci Tomanová Petrová – Švábenická (2007). Na lokalitě byly sedimentologické i paleontologické výzkumy prováděny již v dřívějších letech (Adámek et al. 2003, Petrová et al. 2005).

Ve zkoumaném vrtu bylo rozpoznáno osm základních litofacií, které se vzájemně střídají v celém profilu vrtu (Nehyba et al. 2008). Spodní část profilu (hloubka 60–47 m) tvoří šterkopisky, hrubozrnné písky až slepence s lokálně vyvinutým křížovým zvrstvením. Zbylou část profilu (hloubka 47 m – povrch) tvoří světle šedé, šedozelelé vápnité jíly s horizontální laminací. Často jsou prokládány polohami světle šedých kalcitických jílu s horizontální laminací a jemnými vrstvičkami písku v bazálních částech. V hloubce 60–39 m byl zjištěn rostoucí obsah jílové frakce a pokles obsahu písčité frakce, což ukazuje na rychlé střídání hrubě zrnitých facií tzv. Gilbertových delt s pobřežními faciemi (Nehyba et al. 2008). Mezi hloubkami 39–27 m došlo nejspíše ke změlčování sedimentačního prostoru. V hloubce 27–20 m se sedimentační prostředí prohlubovalo. Mezi 20–10 m hloubky došlo pravděpodobně k opětovnému změlčování. Počáteční prohlubování a závěrečné změlčování bylo určeno na základě vývoje planktonních a bentozních mikroorganismů (Nehyba et al. 2008).

Podle paleoklimatických závěrů vycházejících ze studia makro i mikroflóry střední Evropy (např. Böhme 2003, Utescher et al. 2000, Doláková 2004, Hladilová et al. 1998, 2001, Kvaček et al. 2006), patří spodní baden ke klimatickému optimu (cca. 14–18 milionů let). Nejnovější data, založená na makrofloristických i palynologických výsledcích, rozdělují floristické elementy na zonální a azonální (intrazonální, extrazonální) prvky, což umožňuje

podrobnější rekonstrukce vegetačního pokryvu i klimatického charakteru (Kvaček et al. 2006).

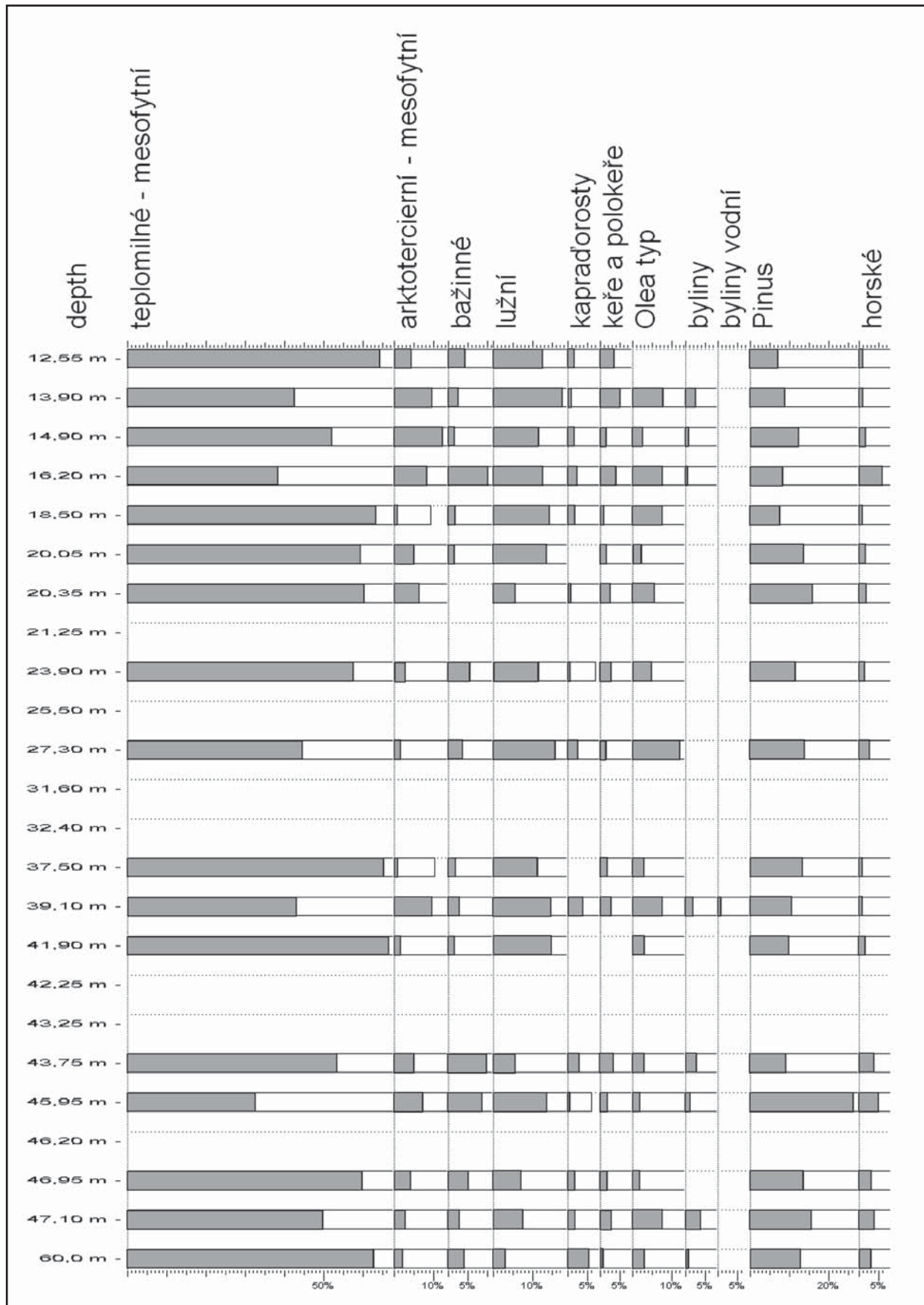
Vyhodnocení paleoklimatických dat pro spodní baden z území karpatské předhlubně bylo interpretováno z palynologického záznamu na lokalitě Židlochovice. Interpretace byly zpracovány na základě tzv. koexistenčního přístupu (Mosbrugger – Utescher 1997, Bruch et al. 2004). Paleoklimatické charakteristiky byly vypočteny následovně: MAT – (průměrná roční teplota): 15,7–19,4 °C, CMT – (teplota nejchladnějšího měsíce): 5,0–12,5 °C, WMT – (teplota nejteplejšího měsíce): 24,7–28,1 °C, MAP – (průměrné roční srážky): 1096–1520 mm, WMP – (srážky v nejvlhčím měsíci): 204–236 mm, DMP – (srážky v nejsušším měsíci): 19–24 mm, WMP – (srážky v nejteplejším měsíci): 82–180 mm.

Metodika

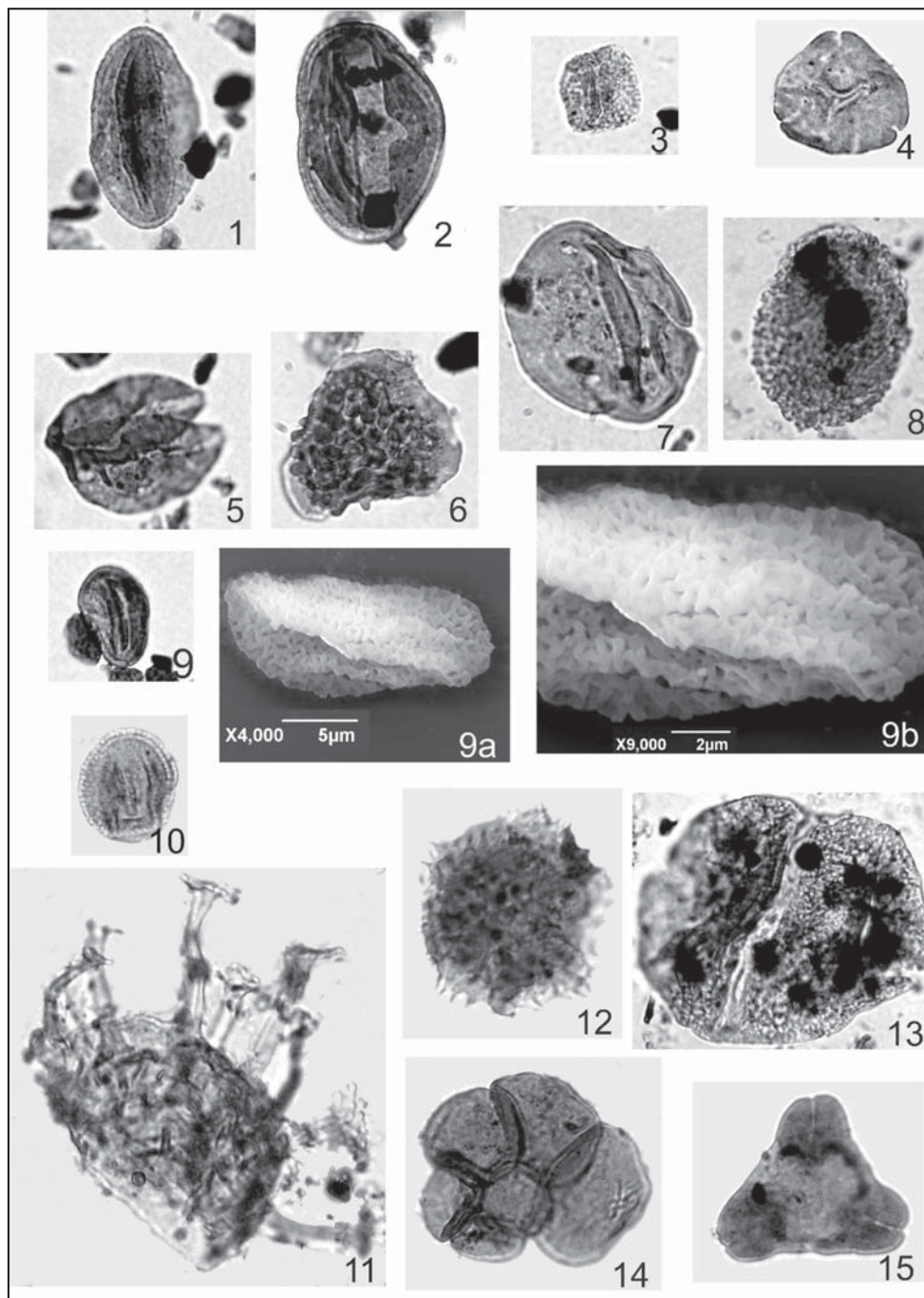
Vzorky pro palynologii byly odebírány z jemnozrnných vápnitých jílu. Metráže odběrů byly voleny s ohledem na změny společenstev foraminifer a nanoplanktonu z dřívějšího výzkumu (Tomanová Petrová – Švábenická 2007, Nehyba et al. 2008). Pro palynologický výzkum bylo odebráno celkem 24 vzorků sedimentů. Všechny vzorky byly na palynomorfy poměrně bohaté (Basistová 2009).

Palynomorfy byly separovány standardní palynologickou macerací za pomoci HCl 10 %, HF, KOH, ZnCl₂ se specifickou vahou 2g/cm³. Pozorování bylo prováděno v procházejícím světle na mikroskopu typu NIKON – ALPHAPHOT 2. Část materiálu byla studována rovněž v elektronovém mikroskopu JEOL JSM – 649 OLV na Ústavu geologických věd PŘF MU v Brně.

Ke kvantitativnímu zhodnocení bylo použito pylového diagramu (obr. 1), který byl zpracován v programu POLPAL (Walanus – Nalepka 1999).



Obr. 1: Pylový diagram vrtu Iván IK-1, uspořádaný podle ekologických skupin.
 Fig. 1: The pollen diagram from the borehole Iván IK-1, organized by ecological groups.



Obr. 2: Základní typy pylových zrn a spor z vrtu Iván IK-1 u Hustopečí (zvětšení LM 1000×).

Fig. 2: The most representative pollen and spores from borehole Iván IK-1 at the Hustopeče (magnification LM 1000×).

1. *Quercoidites henrici* (Potonié) Potonié, Thomson, Thiergart (hloubka 43,75 m)
2. *Cornaceapollenites satzveyensis* (Pflug) Ziemińska-Tworzydło (hloubka 12,55 m)
3. *Dicolpopollis kockeli* Pflanzl (hloubka 27,3 m)
4. *Engelhardtoidites quietus* (Potonié) Potonié (hloubka 43,75 m)
5. *Inaperturopollenites hiatus* (Potonié) Thomson & Pflug. (hloubka 12,55 m)
6. *Cingulispuris gracillimus* Nagy (hloubka 43,75 m)
7. *Caryapollenites simplex* (Potonié) Raatz (hloubka 16,20 m)
8. *Sciadopityspollenites serratus* (Potonié & Venitz) Raatz (hloubka 16,20 m)
9. *Platanipollenites* sp. (hloubka 43,75 m)
- 9 a, b SEM *Platanipollenites* sp. (hloubka 43,75 m)
10. *Platanipollis ipelensis* (Pačtová) Grabowska (hloubka 12,55 m)
11. *Dinoflagellata* (hloubka 16,20 m)
12. Asteraceae – *Cichoreacidites gracilis* Nagy (hloubka 16,20 m)
13. *Cathayapollis* sp. (hloubka 16,20 m)
14. Tapetum foraminifery (hloubka 16,20 m)
15. *Normapollenites* sp. (hloubka 27,30 m)

Při paleoekologické analýze palynospekter jsme vycházeli z publikací Stuchlik (1994), Nagy (1985).

Výsledky

Téměř ve všech vzorcích osciloval počet Dinoflagellat s rozvětvenými výběžky na cystách a zelené řasy čeledi Tasmanaceae, které jsou typické pro prostředí otevřeného moře. Vzácně byla nalezena řasa *Botryococcus*, vyskytující se v brakickém a sladkovodním prostředí, což lze nepravděpodobněji vysvětlit transportem vodními proudy do mořského prostoru. Sporadicky byla nalézána pylová zrna skupiny Normapolles, která byla redeponována ze sedimentů křídového stáří.

Z hlediska geofloristických prvků ve smyslu Stuchlik (1994) výrazně dominovaly klimaticky teplomilné taxony (obr. 1). Čeleď Sapotaceae byla přítomna v menším množství. V palynospektrech byla hojně zastoupená pylová zrna rodů a druhů *Engelhardia*, *Platycarya*, *Quercoidites henrici*, *Q. microhenrici*, *Tricolporopollenites liblarensis*, *T. marcodurensis*, *T. falax*, *T. cingulum pussilus*, *T. cingulum oviformis*, méně již *Platanus*, *Ilex*, které dokumentují teplomilné, stálezelené, tzv. mezofytní prvky (obr. 2).

Arktoterciérní (opadavé prvky) byly zastoupeny nižším procentem (obr. 1). Reprezentovaly je rody *Carya*, *Betula*, *Fagus*. Nálezy těchto taxonů svědčí o tom, že teploty nedosahovaly tropických hodnot (obr. 2).

Azonální vegetace byla reprezentována prvky lužního lesa (*Ulmus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Alnus*, *Fraxinus*), močálové příbřežní vegetace: Taxodiaceae – Myricaceae – Cyrillaceae a různými taxony kapradin (obr. 1). Skupinu kapradorostů zastupují především čeledi Polypodiaceae a Pteridaceae (obr. 2).

Nalézány byly i elementy extrazonální horské vegetace s rody *Picea*, *Cathaya*, *Tsuga* a *Cedrus*.

Ve všech vzorcích byl hojně zastoupen rod *Pinus*. Jeho pylová zrna bývají transportována na velké vzdálenosti a hromadí se zejména v mořských sedimentech vzdálenějších od pobřeží. Bylinná složka byla zastoupena sporadicky, reprezentují ji především čeledi Poaceae, Chenopodiaceae, Asteraceae (obr. 2). Jednalo se spíše o zalesněný ráz tehdejší krajiny.

Poměrně často se ve studovaných vzorcích vyskytovala pylová zrna rodu *Olea*.

Diskuze a závěr

Kvalitativní a kvantitativní analýza pylových spekter vrtu Iván IK-1 prokázala dominující postavení listnatých lesů s převahou teplomilných, stálezelených elementů. Arktoterciérní prvky flóry byly v palynospektrech zastoupeny nižším procentem. Močálovou vegetaci dokumentují čeledi Taxodiaceae, Myricaceae, Cyrillaceae a různé formy kapradin, což vypovídá o značné vlhkosti v tomto období. Vzácně se vyskytující bylinné prvky svědčí o převážně zalesněném charakteru krajiny. Zjištěni byli i zástupci extrazonální, horské vegetace. Zvýšené množství pylových zrn rodu *Pinus* je typické z palynofaciálního hlediska pro sedimentaci v mořském prostředí, vzdálenějším od pobřeží. Mořské prostředí dosvědčuje i přítomnost zelených řas čeledi Tasmanaceae a Dinoflagellata s výběžky na cystách. Ojedinelý výskyt brakické až sladkovodní řasy *Botryococcus* je pravděpodobně spjatý s přítokem sladkovodního toku do pánve.

Palynospektra nalezená ve studovaném materiálu prokázala dominantní postavení teplomilných elementů, což svědčí o teplém až subtropickém podnebí.

Ve srovnání s palynologickými analýzami ze spodního miocénu karpatské předhlubně (Zdražilková-Doláková 1996) lze konstatovat, že v palynospektrech spodního bádenu procentuálně přibývá zástupců rodu *Tricolporopollenites liblarensis* a naopak se snižuje procento rodů *Engelhardia* a *Platycarya*. V souladu s dalšími palynologickými výzkumy spodnobadenských sedimentů karpatské předhlubně (Doláková et al., in press) se v palynospektrech vrtu Iván vyskytovalo zvýšené množství pylových zrn rodu *Quercus* (zejména opadavých forem) a *Platanus*.

Poděkování

Projekt byl podporován grantem GAČR 205/09/0103 – Mělkovodní ekosystémy středního miocénu Centrální Paratethydy: Sukcese a interakce anorganické a organické složky ekosystémů.

Literatura

- Adámek, J. – Petrová, P. – Švábenická, L. (2003): Předběžné výsledky výzkumu hranice karpat – sp. baden v jižní části karpatské předhlubně. – Zpr. Geol. Výzk. Mor. Slez. v roce 2002, 16–19. Brno.
- Basistová, P. (2009): Palynospektra ze sedimentů badenu karpatské předhlubně. – Ms, diplomová práce, PŘF MU Brno.
- Böhme, M. (2003): Miocene Climatic Optimum: evidence from Lower Vertebrates of Central Europe. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 195, 389–401.
- Bruch, A. – Utescher, T. – Alcade Olivares, C. – Doláková, N. – Ivanov, D. – Mosbrugger, V. (2004): Middle and Late Miocene spatial temperature patterns and gradients in Europe – preliminary results based on palaeobotanical climate reconstructions. – *Cour. Forsch. – Inst. Senckenberg*, 249, 15–27.
- Doláková, N. (2004): Discussion of some thermophile palynomorphs from the Miocene sediments. – *Acta Palaeobot.* 44, 1, 79–85.
- Doláková, N. – Kováčová, M. – Basistová, P. (in press): Badenská palynoflora z oblasti karpatské předhlubně a vídeňské pánve (Česká a Slovenská Republika). – *Sbor. Nar. Muz., S. B, Přírodní vědy*, 64, 2–4.
- Hladilová, Š. – Bubík, M. – Doláková, N. – Nehyba, S. (1998): Nový nález terciérních sedimentů u Českých Libchav na Ústecko-orlicku. – *Zem. Plyn Nafta*, 43, 2, 313–317. Hodonín.
- Hladilová, Š. – Doláková, N. – Nehyba, S. – Hladíková, J. (2001): Nové výsledky studia spodnobadenských sedimentů a fosilií z některých vrstev v karpatské předhlubni jižně od Brna. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2000, 31–34. Brno.
- Kvaček, Z. – Kováč, M. – Kovar-Eder, J. – Doláková, N. – Jechorek, H. – Parashiv, V. – Kováčová, M. – Sliva, L. (2006): Miocene evolution of landscape and vegetation in the Central Paratethys. – *Geol. Carpath.*, 57, 4, 295–310.
- Mosbrugger, V. – Utescher, T. (1997): Eocene vegetation patterns reconstructed from plant diversity – A global perspective. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 247, 243–271.
- Nagy, E. (1985): Sporomorphs of the Neogene in Hungary. – *Geol. Hungarica, Paleont.*, 47, 1–235. Budapest.
- Nehyba, S. – Petrová Tomanová, P. – Zagoršek, K. (2008): Sedimentological and palaeocological records of the evolution of the southwestern part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic) during the early Badenian. – *Geological Quarterly*, 52, 1, 45–60.
- Petrová, P. – Adámek, J. – Nehyba, S. – Švábenická, L. (2005): Krátká zpráva o mělkých vrtech IK-1 (Iváň) a VK-1 (Vranovice). – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v roce 2004, 42–44. Brno.
- Stuchlik, L. (1994): Neogene pollen flora of Central Europe. – part 1, *Acta Palaeobot., Suppl.* 1, 5–30. Kraków.
- Tomanová Petrová, P. – Švábenická, L. (2007): Lower Badenian biostratigraphy and paleoecology: A case study from the Carpathian Foredeep (Czech Republic), *Geol. Carpath.*, 58, 4, 333–352.
- Walanus, A. – Nalepka, D. (1999): POLPAL. Program for counting pollen grains, diagrams plotting and numerical analysis. – *Acta Paleobot., Suppl.* 2, 659–661.
- Utescher, T. – Mosbrugger, V. – Ashraf, A. R. (2000): Terrestrial Climate Evolution in Northwest Germany Over the last 25 Million Years. – *Palaios* 15, 5, 430–449.
- Zdražilová-Doláková, N. (1996): Předběžné palynologické zhodnocení vrstev Šafov 12 a 13. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v roce 1995, 54–55. Brno.

KARBONÁTOVÉ KONKRECE MORAVSKOSLEZSKÝCH BESKYD (ČESKÁ REPUBLIKA)

Carbonate concretions of the Moravsko-Slezské Beskydy Mountains (Czech Republic)

David Buriánek, Miroslav Bubík, Oldřich Krejčí

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno; e-mail: david.burianek@geology.cz

(25-23 Rožnov pod Radhoštěm, 25-14 Valašské Meziříčí)

Key words: Cretaceous, Carpathian Flysch Belt, concretions, siderite, calcite, pyrite

Abstract

The carbonate concretions up to 1 m in diameter occur in the Cretaceous and Paleogene formations of the Silesian Unit in the Moravsko-slezské Beskydy Mountains. Three concretions from three different formations were analyzed (Veřovice and Istebna formations and Albian-Cenomanian of the Kelč Development of the Silesian Unit). The concretions contain mainly siderite ($\text{Fe}_{0.56-0.80} \text{Ca}_{0.03-0.07} \text{Mg}_{0.09-0.19} \text{Mn}_{0.01-0.06} \text{CO}_3$) and minor calcite. Accessory crystals and framboids of pyrite are common. Differences among samples are mainly in the grain size of carbonates and in variable proportion of siderite and calcite. Primary lamination composed of fine clastic grains is preserved within the calcite and/or siderite cement. The septaria cracks are filled with calcite and minor siderite.

Úvod

Karbonátové konkrece s proměnlivým zastoupením sideritu jsou hojné na řadě míst Moravsko-slezských Beskyd. Tyto konkrece byly historickou surovinovou základnou hutního průmyslu ve Slezsku. Hamry na Ostravici bývají uváděny již v 16. století a v 17. století vznikl hamr ve Starých Hamrech. Již od roku 1772 zde byly budovány feudálními vlastníky půdy vysoké pece. Centrum železářství se vytvořilo kolem Frýdlantu nad Ostravicí a v Bašce. Během 18. a 19. století zde byly sideritové železné rudy běžně těženy. Právě tato ruda umožnila zahájit rozvoj hutního průmyslu na Ostravsku (Vítkovice). Těžba drobnými důlními díly a jámami probíhala v okolí Veřovic, Frýdlantu nad Ostravicí-Satině, Bordovic, Kozlovic, Tiché, Kunčic pod Ondřejníkem, Vyšních Lhot a Janovic (Bubík et al. 2004). Vyhledávání nových ložisek těchto rud také výraznou měrou přispělo k rozvoji výzkumu geologie a stratigrafie Moravsko-slezských Beskyd. Díky nevalné kvalitě suroviny a rozptýlenému výskytu konkréci však zájem o tuto surovinu v druhé polovině 19. století opadl. Průměrná ruda obsahuje 10 až 33 hmot. % železa (Roth – Matějka 1953, Bubík et al. 2004). Těžilo se především v nehlubokých jámách nebo šachticích, které většinou fungovaly jen velmi krátkou dobu.

Dnes již tyto konkrece nepředstavují perspektivní zdroj železné rudy, avšak mohou nám poskytnout řadu zajímavých údajů o sedimentaci a diageně pelitických sedimentů, v nichž se nacházejí. Výskyt konkréci v souvrstvích různého stáří a geneze poskytují jedinečnou možnost studovat, jak se tyto rozdíly projeví na mineralogii a stavbě konkréci.

Geologická pozice

Karbonátové konkrece a tenké lavice vystupují v pelitických faciích ve většině souvrství křídly až paleogénu

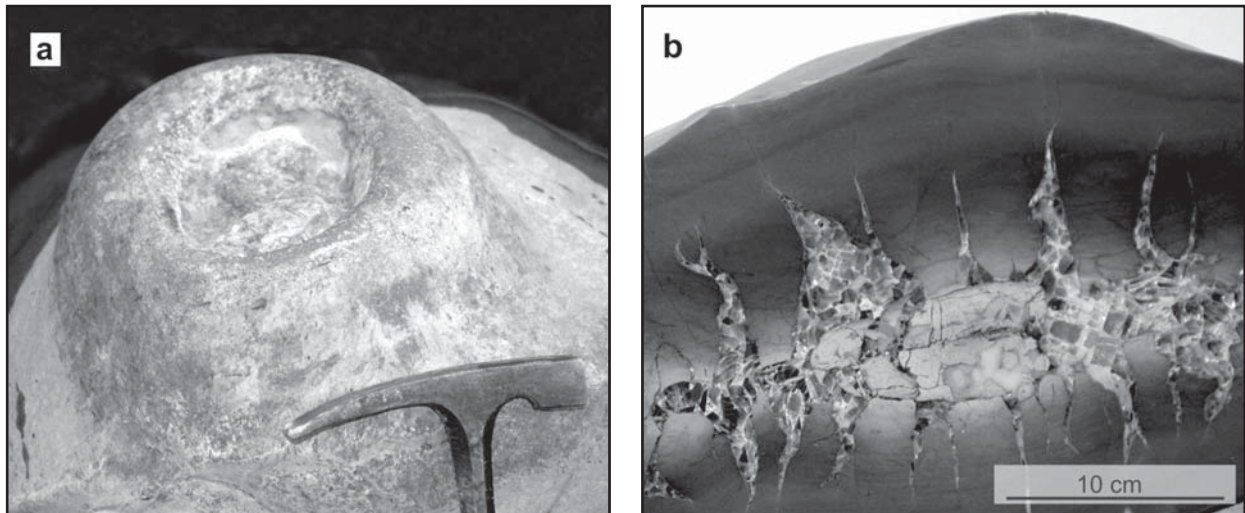
slezské jednotky. Hohenegger (1861) vymezil ve slezské jednotce šest pásem pelosideritových slojek, které byly předmětem zájmu jako železná ruda. Podle současného litostratigrafického členění se pelosiderity vyskytovaly v hradištském, veřovickém, lhoteckém, mazáckém, istebňanském a rožnovském souvrství godulského vývoje (Roth – Matějka 1953, Menčík et al. 1983). Pelokarbonátové konkrece se vyskytují rovněž ve svahovém vývoji kelčském a to zejména v pelitech souvrství milotického. Nově byly podrobeny detailnímu studiu orientačně vybrané tři konkrece z různých souvrství slezské jednotky na lokalitách: Veřovice, Hrachovec a Choryně.

Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikroskopie Cameca SX-100 (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PŘF MU a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku 5 μm, proud svazku 10 nA, načítací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátor Š. Benedová. Byly použity tyto standardy: Si, K, Al – sanidin, Mg – MgO, Fe – almandin, Ca – grosulár, Mn – spesartin, Ti – titanit, Cr – chromit, Na – albit, Sr – SrSO₄, P – fluorapatit, F – topaz, Cl – NaCl, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou a Pichoir 1985).

Petrografie

Oválné a bochníkovité karbonátové konkrece mohou mít v průměru až 1 m. Na povrchu bývají často navětralé a pokryté limonitizovanou krustou o mocnosti až několik mm. Písčité laminy v konkrécích bývají někdy naprosto rovné a průběžné, jindy mírně zvlněné a vzácně



Obr. 1: Diagenetické struktury v konkrétech z lokality Choryně (dokumentační bod DH069): a – septárie trhliny vyplněné kalcitem, b – struktura indikující únik fluid na povrchu konkrécie.

Fig. 1: Diagenetic structures of the concretions from locality Choryně (documentary point DH069): a – septaria cracks filled by calcite, b – fluid-escape structure on the concretion surface.

i neprůběžné. Občas můžeme ve střední části konkrécie pozorovat províření těchto lamin. Běžně jsou na povrchu velkých konkrécií patrné vlasové trhlinky vyplněné karbonátem, které indikují pozici žilek, jejichž šířka se obvykle zvětšuje směrem do středu konkrécie (septárie). Někdy je povrch konkrécií deformovaný. Typické jsou také různé prohlubně, někdy až struktury, připomínající kráter (obr. 1a). Tato struktura má ve své horní části prohlubeň vyplněnou brekciovitou hmotou. Běžně se uvnitř konkrécie vyskytuje síť karbonátových žilek (obr. 1b), které vyplňují trhliny vzniklé při diagenézi (septárie). V některých konkrétech jsou patrné nejméně dvě generace žil. Starší, několik mm mocné žilky, mají bílou barvu a jsou čistě kalcitové. Mladší jsou nahnědlé a kromě kalcitu obsahují také siderit. Ve středních částech septárií se občas vyskytuje téměř průhledný kalcit. Někdy byly pozorovány struktury „cone-in-cone“. Kromě konkrécií se pelokarbonáty místy vyskytují v podobě vrstev o mocnosti maximálně několik cm až dm, které mohou mít délku až několik m a obvykle čočkovitě vyklíňují.

Hrachovec (dokumentační bod DH149). Konkrécie má nepravidelný diskovitý tvar a tloušťku kolem 5,5 cm. Vyskytuje se v tmavě šedých jemnozrnných jílovcích spodní části istebňanského souvrství. Na povrchu je výrazně navětralá a uvnitř je dobře patrné gradační zvrstvení. V konkréci jsou patrné 3 laminy, které mají na bázi písčitou příměs. Jemnozrnné části konkrécie obsahují vyšší příměs jílových minerálů a jen vzácně drobné klasty křemene. V hrubozrnnějších partiích jsou běžná až 0,1 mm velká, angulární a subangulární zrna křemene vykazující známky koroze na styku s karbonáty. V malém množství jsou přítomna klastická zrna

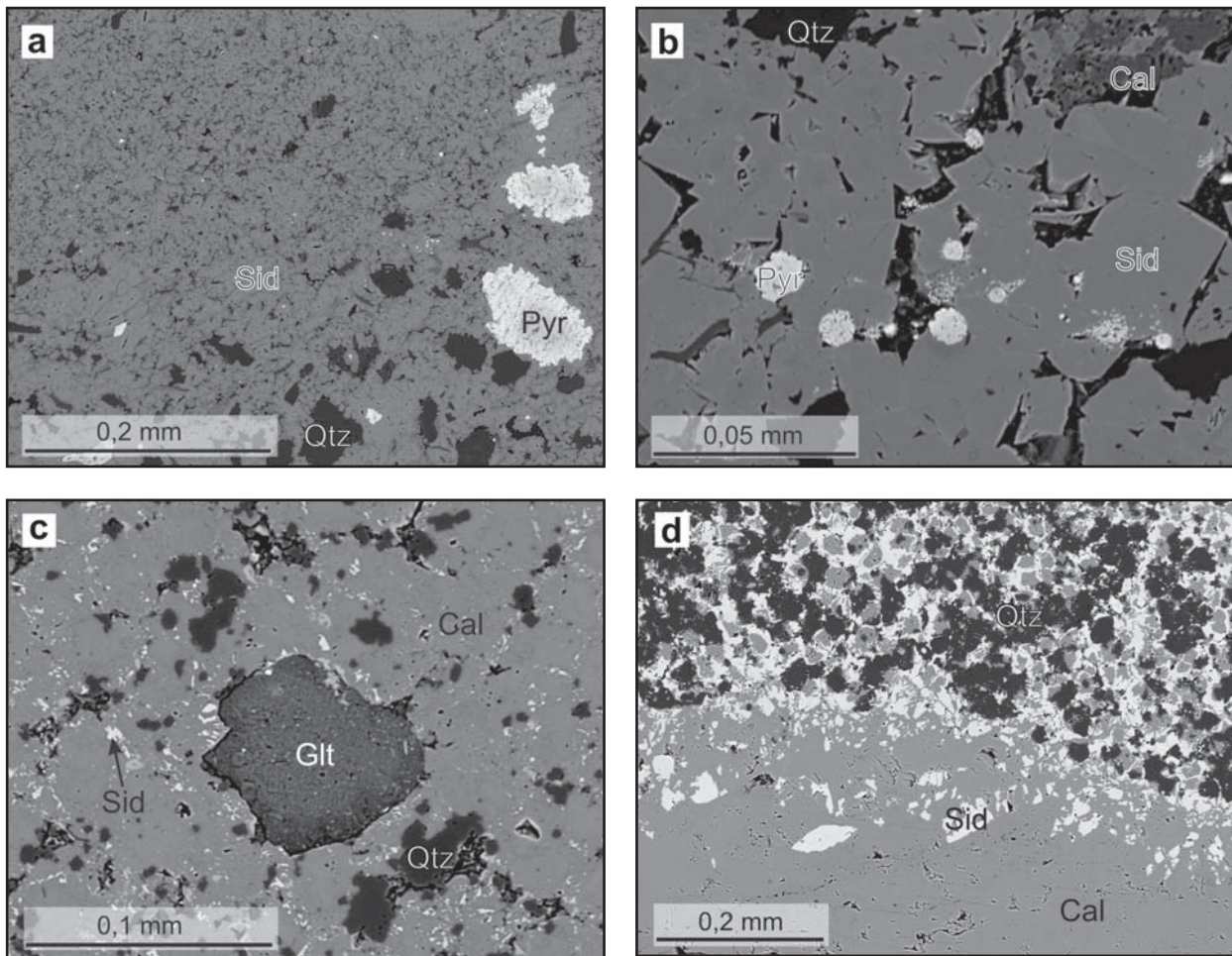
albitu a lupínky muskovitu, případně chloritu. Vzácně se vyskytuje klastický monazit a zirkon. Siderit se často vyskytuje v jemnozrnných agregátech (obr. 2a) nebo vytváří drobná xenomorfní zrna s nepravidelnou zonálností ($\text{Fe}_{0,56-0,65} \text{Ca}_{0,06} \text{Mg}_{0,13-0,19} \text{Mn}_{0,01} \text{CO}_3$). Analýzy ze střední části zrn mají nejvyšší obsahy SiO_2 (až 5 hmot. %) a Al_2O_3 (až 3 hmot. %). Kalcit se vyskytuje jen vzácně a vyplňuje prostor mezi jednotlivými zrny sideritu. Ve větších zrnech jsou místy vlasové žilky tvořené chalcedonem. Běžně jsou až 0,1 mm velké agregáty zrn pyritu.

Veřovice (DH229). Konkrécie je tmavě šedá, protáhlá a pochází z černých jílovců (místy vápňitých) veřovického souvrství, které místy obsahují až několik cm mocné

lokality	DH149/2	DH149/3	DH069/4	DH069/5	DH069/6	DH229/1	DH229/2
minerál	siderit	siderit	kalcit	kalcit	siderit	siderit	siderit
SiO ₂	2,53	2,95	0,03	0,02	0,00	0,06	0,19
Al ₂ O ₃	1,19	1,87	0,02	0,00	0,00	0,07	0,14
FeO	46,77	43,60	1,30	1,49	47,64	48,64	47,59
MnO	0,47	0,46	1,19	2,98	3,18	2,19	2,48
MgO	6,60	8,07	0,21	0,33	3,49	5,72	5,48
CaO	3,47	3,63	54,66	53,49	5,28	3,31	3,69
K ₂ O	0,37	0,40	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
SrO	0,03	0,00	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00
Σ	61,41	60,97	57,49	58,34	59,59	59,98	59,58
Si	0,042	0,047	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003
Al	0,023	0,035	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003
Fe ²⁺	0,647	0,586	0,018	0,020	0,746	0,742	0,728
Mn	0,007	0,006	0,017	0,041	0,050	0,034	0,038
Mg	0,163	0,193	0,005	0,008	0,097	0,156	0,149
Ca	0,061	0,062	0,958	0,930	0,106	0,065	0,072
K	0,008	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ kat.	0,951	0,939	1,000	1,000	1,000	0,998	0,995

Tab. 1: Analýzy karbonátů (hmot. %) a empirické vzorce přepočtené na základ 1 kyslíku ve vzorcové jednotce.

Tab. 1: Analyses of carbonates (wt. %) and empirical formulas recalculated on the basis of 1 oxygen per formula unit.



Obr. 2: Petrografie karbonátových konkrécií: a – drobně zrnitý siderit koroduje zrna křemene (Hrachovec, DH149), b – framboidy pyritu uzavřené v základní hmotě tvořené sideritem (Veřovice, DH229), c – kalcitová zrna s inkluzemi sideritu (okraj konkrécie, Choryně, DH069), d – centrální část konkrécie prorážena kalcitovou žilkou, v základní hmotě je kalcit často lemovaný sideritem (Choryně, DH069).

Fig. 2: Petrography of the carbonate concretions: a – fine-grained siderite partially replaces quartz grains (Hrachovec, DH149), b – pyrite framboids included in the siderite matrix (Veřovice, DH229), c – calcite grains with siderite inclusions (okraj konkrécie, Choryně, DH069), d – calcite vein crosscut in the central part of concretion, the calcite in the matrix of concretion is often rimmed by siderite (Choryně, DH069).

vrstvy a čočky pelokarbonátů. Tyto polohy mají stejnou mineralogii jako popisovaný vzorek. Konkrécie o průměru asi 7 cm má šedou barvu a je prorážena řadou drobných bílých kalcitových žilek. Konkrécie se skládá převážně z hypautomorfního až xenomorfního drobnozrnitého sideritu (tab. 1), který je chemicky poměrně homogenní ($\text{Fe}_{0,73-0,75} \text{Ca}_{0,05-0,07} \text{Mg}_{0,14-0,16} \text{Mn}_{0,03-0,04} \text{CO}_3$). Místy jsou patrné drobné klencové krystaly o velikosti 0,003–0,02 mm. Prostor mezi krystaly karbonátu vyplňují jílové minerály. Často se objevují drobná xenomorfní zrna kalcitu a drobné krystalky pyritu. Vzácně jsou přítomny oválné framboidální pyrity o velikosti až 0,002 mm (obr. 2b). Konkrécie obsahuje poměrně málo klastické příměsi, nejčastěji se jedná o křemen, vzácně se setkáváme s klasty albitu, muskovitu nebo chloritu. Angulární až subangulární zrna křemene a albitu nesou často známky koroze. Konkrécie je makroskopicky homogenní, avšak v mikroskopu je patrné, že obsahuje až 2 mm mocné laminky hrubozrnějšího karbonátu s vyšším obsahem klastického křemene. V těchto partiích se také častěji vyskytují drobné krystalky pyritu.

Choryně (DH069). Konkrécie pochází z tmavošedého vápnatého jemně slídnatého jílu kelčského vývoje slezské jednotky stáří alb–cenoman (Krejčí et al. 1999). Tyto sedimenty jsou stratigrafickým ekvivalentem lhotického souvrství v godulském vývoji. Jejich litostratigrafické zařazení v kelčském vývoji není dosud dořešeno. Vzorek z lokality Choryně reprezentuje okrajovou část konkrécie o velikosti asi 20 cm. Konkrécie obsahuje klastický podíl, v němž převažují zrna křemene o velikosti středně zrnitého až drobnozrnitého písku, běžné jsou jílové minerály a vzácně se objevují lupínky muskovitu a oválná zrna glaukonitu. Základní hmotu tvoří bazální tmel složený z kalcitu a sideritu ($\text{Fe}_{0,79-0,80} \text{Ca}_{0,03-0,05} \text{Mg}_{0,09-0,11} \text{Mn}_{0,04-0,06} \text{CO}_3$). Siderit lemují okraje kalcitových zrn (obr. 2c) nebo se objevuje jako drobné krystalky uzavřené v okrajových částech kalcitových zrn (pod 0,01 mm). Druhý případ je typický pro okrajové části konkrécie. Siderit na okrajích konkrécie je částečně nahrazen oxihydroxidy železa. Množství klastického podílu se může v rámci jedné konkrécie měnit. Jednotlivé vrstvy v konkrécie odrážejí vrstevnatost v okolních

sedimentech. V jemnozrnějších partiích jsou částečně korodovaná zrna křemene o velikosti 0,01–0,04 mm uzavřena v bazálním karbonátovém tmelu. V místech, kde je vyšší podíl klastického křemene, má karbonát větší velikost zrna. Karbonáty zde vzácně tvoří jen pórový tmel mezi klasty křemene o velikosti až 0,06 mm. Někdy se objevují drobné krychličky pyritu a vzácně je přítomen pyrit framboidálního charakteru, který je částečně limonitizovaný. Žilky v septáriích (obr. 2d) jsou tvořeny hlavně kalcitem, ale poblíž kontaktu s konkrecí mohou obsahovat drobné klence sideritu ($\text{Fe}_{0,75} \text{Ca}_{0,11} \text{Mg}_{0,08-0,10} \text{Mn}_{0,05-0,06} \text{CO}_3$). V okolí žilky se místo sideritu objevuje ankerit ($\text{Fe}_{0,40} \text{Ca}_{0,48} \text{Mg}_{0,05} \text{Mn}_{0,06} \text{CO}_3$).

Diskuze

Sideritové konkrece bývají interpretovány jako produkt krystalizace během raných stadií diagenese a to ještě před výraznou kompakcí sedimentů (De Craen et al. 1999). Tyto konkrece tedy vznikaly nehluboko pod hranicí mořské vody a sedimentů. V tomto prvotním stadiu vývoje měly konkrece sice svůj tvar, avšak nebyly zcela zpevněné a mohly se tedy chovat plasticky.

Nerovný povrch některých konkrecí můžeme vysvětlit právě deformací v plastickém stavu v důsledku tlaku nadložních sedimentů. Často můžeme na výchozu pozorovat písčité laminy, které pokračují z konkrece do okolního sedimentu a jsou na kontaktu obou hornin ohnuté. Ukazuje to na větší kompakci okolního sedimentu ve srovnání s konkrecí. Někdy jsou dokonce písčité laminy uvnitř konkrece zvlněné. To, že těsně po svém vzniku je konkrece ještě v plastickém stavu, naznačují pozorované deformace povrchu konkrecí. Některé konkrece navíc mají porušenou vnitřní stavbu a vzácně jsou dokonce na povrchu patrně struktury indikující velmi prudký únik fluid (obr. 1a). Při vzniku této struktury se uplatnily tixotropické procesy. Tixotropie je jev, kdy lze gely převést, např. v důsledku tektonických otřesů, opět na kapalinu. Je nutné, aby se minerální obsah konkrece nacházel zčásti v koloidním stavu (střed již mohl být částečně zpevněný). Mechanický otřes sedimentu může mít za následek jeho opětovné zvodnění. Vzniklá směs vody a minerálních částic pak unikne do sedimentu v nadloží konkrece. Rozsah plastických deformací a frakturace sedimentu při procesech odvodnění závisí na kohezních silách a množství vody uvnitř sedimentu nebo tělesa konkrece. Po odvodnění sedimentu se vzhled vzniklé horniny liší od vzhledu horniny, jejíž litifikace proběhla bez uplatnění tixotropických deformací sedimentu. Například laminy hrubšího klastického materiálu v sedimentu bývají provřítené a zprohýbané.

V následující etapě diagenese často vznikaly v konkreci trhliny (septárie) a struktury „cone-in-cone“. Tyto struktury vznikaly během solidifikace nebo až ve zpevněné konkreci (Melichar – Shkovira 2001, Hendry et al. 2006). Septárie souvisí se zmenšováním objemu konkrece během diagenese (obr. 1b). Trhliny v septáriích jsou dnes vyplněny kalcitem, avšak původně jde pravděpodobně o tenzní trhliny vzniklé v důsledku tlaku pórových fluid uvnitř konkrece. Tento tlak byl totiž vyšší než tlak pórových fluid v okolním sedimentu, protože permeabilita konkrece

během diagenese byla ve srovnání s okolními sedimenty podstatně nižší (Hounslow 1997). V době vzniku těchto trhlin již byla konkrece v pevném stavu nebo pouze částečně plastická (De Craen et al. 1998, Hendry et al. 2006). Určitý stupeň litifikace dokládá přítomnost ostrohranných úlomků v septáriích, které jsou tmeleny karbonátovými žilkami. V některých konkrecích jsou patrně nejméně dvě generace žil (bílé kalcitové žilky o mocnosti do 3 mm jsou proráženy kalcitovými žilami se sideritem o mocnosti až 20 mm). Kalcitové žilky se sideritem z konkrece v jílovcích z lhotického souvrství interpretují Polách et al. (2008) jako produkt krystalizace z fluid o relativně vysoké teplotě (54–105 °C). Podle těchto autorů krystalovaly zmíněné žilky z roztoků generovaných při diagenese konkrece. Podobné izotopické složení naznačuje, že karbonáty v žilách a v základní hmotě konkrece krystalovaly či rekrystalizovaly z izotopicky velmi blízkých fluid a za podobných P-T podmínek. Vysoké teploty vzniku žil (Polách et al. 2008) můžeme vysvětlit tím, že žilky v konkrecích lhotického souvrství vznikly až v pozdních stadiích diagenese. V té době již byly konkrece poměrně hluboko pohřbené. K vyplnění trhlin nemuselo dojít okamžitě po jejich vzniku, jak o tom svědčí nálezy nejméně dvou generací kalcitových žil. Drobné dutiny v některých konkrecích, vyplněné krystalovým křemenem a kalcitem, zůstaly ostatně zachovány dodnes (Břečková – Pelz 1997, Bubík et al. 2004). Současně se vznikem popisovaných žilek patrně probíhala také rekrystalizace sideritu v samotné konkreci.

Původně velmi jemnozrný karbonátový tmel rekrystaluje teprve během solidifikace konkrece (Raiswell – Fisher 2000). Rozdílný stupeň diagenetických pochodů může vysvětlovat odlišnosti mezi jednotlivými studovanými vzorky. Karbonátová konkrece z jílovců istebňanského souvrství v cihelně Hrachovec (DH149) se skládá z drobně krystalického sideritu, který obsahuje příměs SiO_2 a Al_2O_3 . Přítomnost těchto oxidů v analýze karbonátů můžeme vysvětlit jemně rozptýlenými jílovými minerály. Některá karbonátová zrna jsou navíc prorážena jemnými žilkami chalcedonu. Tato konkrece pochází v rámci studovaných vzorků ze stratigraficky nejmladších sedimentů a vykazuje nejmenší stupeň rekrystalizace (zrna karbonátu jsou ve srovnání s jinými konkrecemi drobnozrnější). Karbonátová konkrece z černých jílovců veřovického souvrství (DH229) je naopak tvořena hruběji zrnitým sideritem. Jílové minerály se v tomto případě vyskytují jen v mezerní hmotě mezi jednotlivými klencovými krystaly. V obou konkrecích je kalcit zastoupen jen v akcesorickém množství v podobě xenomorfních zrn vyplňujících prostor mezi zrny sideritu. Kalcit-sideritová konkrece (DH069) z jílovců kelčského vývoje má poněkud složitější stavbu než předchozí dva studované vzorky. V centrální části konkrece jsou zrna kalcitu lemována sideritem, zatímco na okrajích konkrece je sideritu málo a tvoří jen hojné drobné inkluze na okrajích kalcitových zrn. Změna v chemickém složení karbonátů může souviset se změnami podmínek během sedimentace a rané diagenese (Huggett et al. 2000, Moore et al. 1992). Prozatím však není k dispozici dostatek údajů pro interpretaci tohoto problému. Chemické slo-

žení sideritu z jednotlivých konkréci se však příliš neliší ($\text{Fe}_{0,56-0,80} \text{Ca}_{0,03-0,07} \text{Mg}_{0,09-0,19} \text{Mn}_{0,01-0,06} \text{CO}_3$).

Určité informace o paleoprostředí vzniku okolních sedimentů lze interpretovat z litologie a fosilního záznamu horniny obklopující konkréci. Jílovce ístebňanského souvrství charakterizuje zvýšený obsah organické hmoty, která je ovšem hlavně rostlinného (suchozemského) původu. Mikrofauna je zastoupena převážně společenstvy aglutinovaných foraminifer s nízkou diverzitou. Vápnitý bentos a plankton se objevuje spíše ojediněle a je redeponovaný. Ukazuje to na sedimentaci pod CCD (karbonátová kompenzační hloubka) a sníženém pH. Přínos rostlinného detritu ze souše byl pravděpodobně významný, protože foraminiferový bentos představuje většinou typy, které byly pravděpodobně detritivorní specialisti (velcí batysifoni, trochamminidi, Ammosphaeroidina aj.). Sedimentace probíhala patrně v hlubším batyálu. V případě veřovického souvrství je obecně známým jevem vysoký obsah organické hmoty a silicifikace. Sedimentace probíhala v anoxických podmínkách a při sníženém pH. Jílovce jsou téměř bezfosilní. Neobsahují bentosní mikrofaunu ani makrofaunu, pouze lokálně jsou uváděny pyritizované radiolarie (Menčík et al. 1983). Sedimentace probíhala v aptu za globálně rozšířené anoxie (anoxický event AOE1). Alb–cenomanské jíly kelčského vývoje od Milotic obsahují poměrně hojnou mikrofaunu, která dovoluje charakterizovat paleoprostředí. Foraminiferová fauna s aglutinovaným vápnitým bentosem a zároveň planktonickou složkou vypovídá o normálním mořském prostředí s dostatkem kyslíku ve vodním sloupci. Hojně se vyskytují jednotlivá kalcitová prizmata ze schránek inoceramů, kteří byli obyvateli hlubšího šelfu. Celkově mikrofauna odpovídá hloubkám na rozhraní sublitorálu a batyálu. Konkréce z těchto sedimentů má vyšší obsah kalcitu ve srovnání s předchozími dvěma vzorky.

Všechny studované karbonátové konkréce obsahují pyrit, a to v podobě izolovaných krystalů, krystalových agregátů nebo jako framboidální pyrit. Pyritové framboidy vznikají rekrystalizací metastabilních monosulfidů, které jsou produktem činnosti mikroorganismů (Sawlowicz 1993). V případě ístebňanského a veřovického souvrství je přítomnost pyritu v souladu se zjištěným sedimentačním prostředím. Alb–cenomanské jíly kelčského vývoje sedimentovaly v prostředí s dostatkem kyslíku, přesto je v konkréci z těchto sedimentů přítomen pyrit. Lze to vysvětlit anoxií pórových vod pod povrchem sedimentu.

Závěry

Karbonátové konkréce jsou typickým jevem ve většině souvrství křídového až paleogenního stáří v Moravskoslezských Beskydech. Studium tří konkréci z pelitických sedimentů různého stáří prokázalo jejich značnou mineralogickou podobnost. Klastická příměs ve všech studovaných vzorcích je podobná. V písčítých laminách převažuje hlavně křemen a v malém množství jsou přítomny klasty K-živce a albitu. Všechny tyto klasty jsou angulární až subangulární a často nesou známky koroze způsobené karbonátovým tmelem. V malém množství se objevují lupínky muskovitu, chloritu a zrna glaukonitu. Prostor mezi klastickými a karbonátovými zrny často vyplňují jílové minerály a běžně se vyskytuje pyrit. Studované konkréce z různých vrstev se liší velikostí karbonátových zrn a v poměrném zastoupení sideritu oproti kalcitu. Tyto rozdíly mohou souviset s odlišnými podmínkami během diagenese nebo odráží chemické složení okolních pelitů. Alb–cenomanské jíly kelčského vývoje sedimentovaly v mořském prostředí nad CCD (karbonátová kompenzační hloubka). Proto obsahují kalcitové mikrofosilie a i v konkrécích je poměrně hojný kalcit. Konkréce v ístebňanském a veřovickém souvrství jsou obklopeny sedimenty, které vznikaly v anoxickém prostředí pod CCD a obsahují jen malé množství kalcitu. Složení samotného sideritu je však v různých vzorcích velmi podobné ($\text{Fe}_{0,56-0,80} \text{Ca}_{0,03-0,07} \text{Mg}_{0,09-0,19} \text{Mn}_{0,01-0,06} \text{CO}_3$). Vždy je přítomen pyrit, což naznačuje, že také během formování konkréce v alb–cenomanských jílech kelčského vývoje panovalo pod povrchem sedimentu anoxické prostředí. Průběh diagenetických a postdiagenetických procesů výrazně ovlivňuje tvar konkréce. Studovaný soubor konkréci je příliš malý a není tedy možné zjištěné závěry zobecňovat. Na druhou stranu již tyto první výsledky naznačují, že konkréce mohou zachovat řadu důležitých informací o vývoji sedimentu v různých fázích jeho diagenese.

Poděkování

Autoři děkují Z. Dolníčkovi za kritické přečtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390004 (Základní geologické mapování Beskyd v měřítku 1 : 25 000).

Literatura

- Břečková, J. – Pelz, J. (1997): Křišťály karbonátových septárií Moravy. – *Minerál*, 5, 1, 33.
- Bubík, M. – Krejčí, O. – Kirchner, K. (2004): Geologická minulost a přítomnost Frýdeckomístecka. – Muzeum Beskyd Frýdek-Místek. 1–53.
- De Craen, M. – Swennen, R. – Keppens, E. M. – Macaulay, C. I. – Kiriakoulakis, K. (1999): Bacterially mediated formation of carbonate concretions in the Oligocene Boom Clay of northern Belgium. – *J. Sed. Res.*, 69, 5, 1098–1106.
- De Craen, M. – Swennen, R. – Keppens, E. (1998): Petrography and geochemistry of septarian carbonate concretions from the Boom Clay Formation (Oligocene, Belgium). – *Geologie en Mijnbouw*, 77, 1, 63–76.
- Hendry, J. P. – Pearson, M. J. – Trewin, N. H. – Fallick, A. E. (2006): Jurassic septarian concretions from NW Scotland record interdependent bacterial, physical and chemical processes of marine mudrock diagenesis. – *Sedimentology*, 53, 3, 537–565.
- Hohenegger, L. (1861): Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien u. den angrenzenden Teilen von Mähren u. Galizien. – Justus Perthes, 1–50. Gotha.
- Hounslow, M. W. (1997): Significance of localized pore pressures to the genesis of septarian concretions. – *Sedimentology*, 44, 6, 1133–1147.
- Huggett, J. – Dennis, P. – Gale, A. (2000): Geochemistry of Early Siderite Cements from the Eocene Succession of Whitecliff Bay, Hampshire Basin, U. K. – *J. Sed. Res.*, 70, 5, 1107–1117.
- Krejčí, O. – Adamová, M. – Bubík, M. – Fojt, B. – Přichystal, A. – Švábenická, L. (1999): Geologická stavba slezské a podslezské jednotky v řečišti Bečvy u Choryně po odkrytí během povodně v roce 1997. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* v r. 1998. 59–65. Brno.
- Melichar, R. – Shkovira, Y. D. (2001): Case Study of the Cone-in-cone Structure Based on Czech and Crimean Samples. – *Geolines*, 13, 92.
- Menčík, E. – Adamová, M. – Dvořák, J. – Dudek, A. – Jetel, J. – Jurková, A. – Hanzlíková, E. – Houša, V. – Peslová, H. – Rybářová, L. – Šmíd, B. – Šebesta, J. – Tyráček, J. – Vašíček, Z. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústřední ústav geologický, Praha, 1–304. Praha.
- Moore, S. E. – Ferrell, R. E. – Aharon, P. (1992): Diagenetic siderite and other ferroan carbonates in a modern subsiding marsh sequence. – *J. Sed. Res.*, 62, 3, 357–366.
- Polách, M. – Dolníček, Z. – Malý, K. (2008): Hydrotermální mineralizace na lokalitě Pindula u Frenštátu pod Radhoštěm (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93, 127–135. Brno
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): “PAP” (Z) procedure for improved quantitative microanalysis. – In: Armstrong, J. T. (ed.): *Microbeam Anal.*, p. 104–106. San Francisco Press, San Francisco, California.
- Raiswell, R. – Fisher, Q. J. (2000): Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. – *J. Geol. Soc.*, 157, 1, 239–251.
- Roth, Z. – Matějka, A. (1953): Pelosiderity Moravskoslezských Beskyd. – *Geotechnica*, 16, Sekce geol.-geogr., 1–111. Praha.
- Sawlowicz, Z. (1993): Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism. *Geol. Rundschau*, 82, 1, 148–156.

PŘÍSPĚVEK K POZNÁNÍ SEDIMENTŮ SPODNOBADENŮ V SEVERNÍ ČÁSTI KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ NA MORAVĚ

Contribution to the knowledge of Lower Badenian deposits in the northern part of the Carpathian Foredeep in Moravia

Michal Francírek, Slavomír Nehyba

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: francirekmichal@seznam.cz

(15-41 Hlučín, 15-42 Bohumín, 15-43 Ostrava, 15-44 Karviná, 25-11 Hlubočky, 25-12 Hranice, 25-13 Přerov, 25-21 Nový Jičín)

Key words: Carpathian Foredeep, Lower Badenian basal clastics, tegels, facial developments

Abstract

The depositional architecture of the Lower Badenian infill of the Carpathian Foredeep in Moravia significantly differs from the classical models for the peripheral foreland basins. Lithological evaluation of more than 400 wells from the Northern Moravia allow us to recognise 6 facies associations. Their spatial and temporal relations are discussed with the aim to get new information about the basin formation.

Úvod

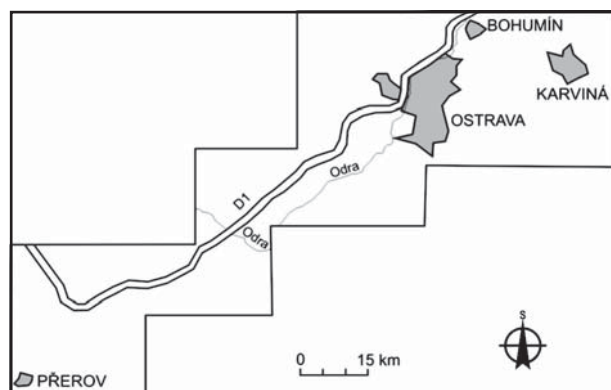
Karpatská předhlubeň představuje příklad periferní předpolní pánve, která se vyvíjela na pasivním okraji Evropské platformy, který byl flexurně prohnut díky násmu akrečního klínu alpsko-karpatských příkrovů (Eliáš – Pálenský 1998, Eliáš 1999, Nehyba – Šikula 2007 atd.). Na území Moravy lze sledovat komplikovaný vývoj této sedimentární pánve. Rychlost formování a rozsah pánve byly na jednotlivých konkrétních místech odlišné v čase i prostoru, což je spojeno jednak s rozdílnými vlastnostmi a stavbou podložní desky (odlišný geologický i tektonický vývoj, proměnlivá orientace zlomových systémů,...), rozdílným charakterem i směrem nasouvání příkrovů, procesy spojenými se změnami mořské hladiny v širším prostředí Paratethydy i procesy klimatickými (Nehyba 2000).

Sedimenty spodního badenu v karpatské předhlubni na Moravě reprezentují konec marinní depozice ve vnějších periferních pánvích na SZ. centrální Paratethydy (Doláková et al. 2008). Zatímco depoziční architektura spodnomiocenní výplně předhlubně odpovídá modelům pro

periferní předpolní pánve, tak sedimenty spodnobadené mají výrazně jiný charakter (Nehyba 2000) a tvar. Určité rozdíly můžeme vysledovat také ve vývoji spodnobadené předhlubně mezi s., střední a j. částí pánve (podobně Eliáš 1999, Eliáš – Pálenský 1997). Severní část karpatské předhlubně je spojena s významnou změnou směru průběhu pánve i s jejím pokračováním na území dnešního Polska. Předložená zpráva je příspěvkem k poznání této části pánve. Zájmová oblast je znázorněna na obrázku č. 1.

Metodika

V oblasti s. Moravy jsou výchozy sedimentů spodního badenu relativně vzácné, především díky jejich překrytí kvartéterními sedimenty. Většina poznatků o těchto sedimentech pochází ze zpracování z vrtných dat. Další údaje přináší studium drobných odkrytů a erozních relikvů zachovaných mimo dnešní „kontinuální“ těleso pánve (Gilíková et al. 2006, Tomanová Petrová et al. 2007, Nehyba et al. 2009). Na základě vyhodnocení více než 400 vrtů získaných z Geofondu a archivu ČGS Brno, které prošly sedimenty spodního badenu do jejich podloží, byly sestaveny v programu Surfer 7 litofaciální mapy (mapa mocností, mapa reliéfu podloží...). Tyto mapy umožňují učinit si představu o faciální architektuře pánve a takto získané poznatky srovnat s publikovanými údaji. Na základě archivovaných litologických popisů vrtů bylo vyčleněno 6 faciálních vývojů spodnobadené sedimentace. Faciální vývoj I je tvořen monotónními pelity, které nasedají přímo na předbadenské podloží. Faciální vývoj II je tvořen pelity s vložkami hrubozrnných sedimentů, obvykle písků a štěrků. Pro faciální vývoj III je charakteristická přítomnost hrubozrnných štěrkovitých sedimentů na bázi a v jejich nadloží jsou pak vyvinuty pelity s vložkami hrubozrnných sedimentů. Faciální vývoj IV je představován bazálními klastiky, která jsou následována monotónními pelitickými



Obr. 1: Lokalizace studované oblasti.

Fig. 1: Localization of study area.

sedimenty. Faciální vývoj V je charakteristický relativně monotónními písčitymi a šterkovitými sedimenty. Faciální vývoj VI začíná bazálními klastiky, která jsou následována monotónními pelitickými sedimenty a ukončena mocnou lavicí hrubozrnných klastických sedimentů.

Faciální mapy jsou v detailu ovlivněné velmi proměnlivou kvalitou a kvantitou vrtného průzkumu. Jiho-východní část zájmového území má ve srovnání se s. částí velmi nízkou hustotu vrtů, které provrtaly spodnobadenské sedimenty až do jejich podloží. K dispozici bylo také relativně velmi málo vrtů, které zastihly spodnobadenské sedimenty v podloží flyšových příkrovů. Tyto vrty proto nebyly zahrnuty do předkládaného studia.

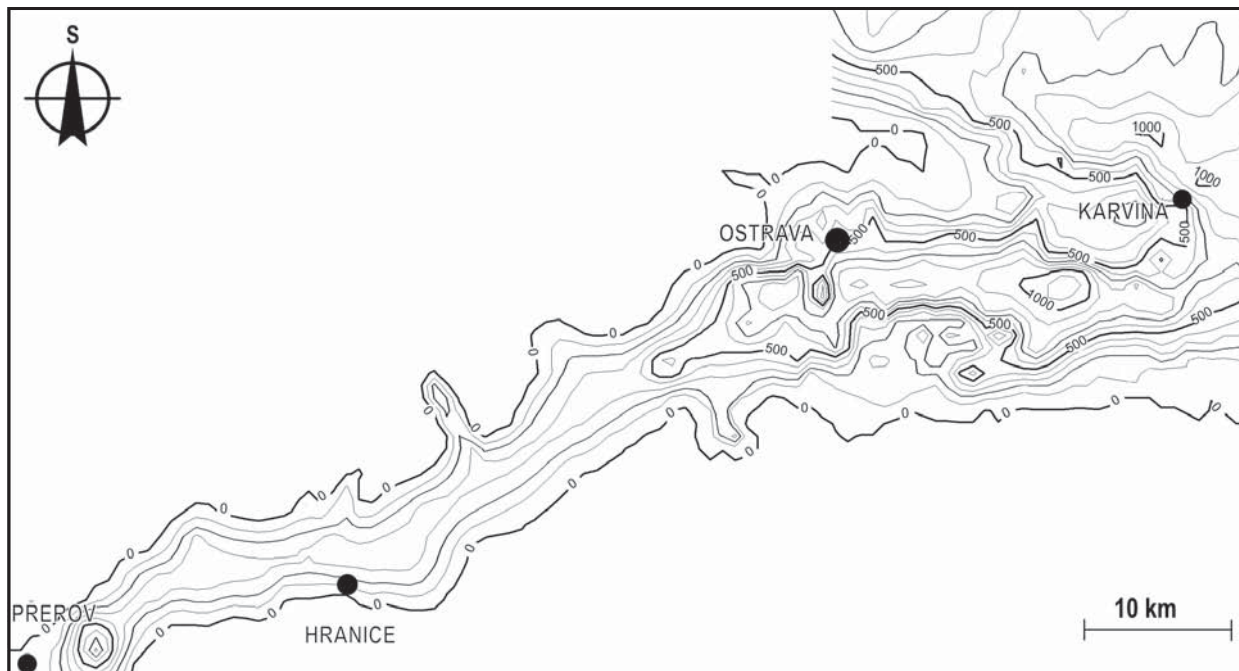
Výsledky

Z mapy mocností sedimentů spodního badenu (obr. 2) je patrné, že k jejich nárůstu dochází jednak směrem do centra pánve a také generelně směrem k severu. Mapa mocností v jz. části zkoumaného území vykazuje nepravidelně symetrický charakter kolem osy pánve protažené generelně ve směru JZ-SV a postupně v tomto směru také poklesávající. Největší mocnosti jsou zastíženy v tzv. ústřední depresi se šířkou 5–7 km a pohybují se v rozmezí 300–400 m. Výraznou výjimkou je oblast Prosenic, kde byla vrty NP 767 Radslavice a NP 766 Radvanice zjištěna mocnost spodnobadenských sedimentů až téměř 900 m. V této oblasti je zjištěna absence kulmských hornin v podloží neogénu i tíhová anomálie/deprese označovaná jako prosenická anomálie (Jurková 1976). Východní okraj deprese bývá označován jako slavkovsko-těšínský (žukovský) hřbet formovaný především jednotkami Západních Karpat a z. okraj tvoří horniny Českého masivu. V s. části území je vyvinuta dvojice paralelně probíhajících příkopů označovaných jako tzv. bludovický a dětmarovický výmol, orientovaných směrem Z-V a oddělených tzv. ostravsko-karvinským hřbetem stejného průběhu. Ve stejném směru

dochází i ke změně mocností. Největší mocnosti jsou vázány na oblast bludovické a dětmarovické vymýtiny/výmolu, kde dosahují hodnot přes 1000 m. Absolutně největší mocnost sedimentů byla pak zastížena vrtem NP 751 v bludovické vymýtině, kde dosahuje 1201 m. Naopak na ostravsko-karvinském hřbetu, oddělujícím tyto vymýtiny, dosahují mocnosti místy jenom 100 m. Ponořování dna ústřední deprese a vrcholové části slavkovsko-těšínského hřbetu generelně od Přerova k Českému Těšínu bylo popsáno Eliášem – Pálenským (1998). Ubývání mocnosti sedimentů spodního badenu směrem k JV je relativně rychlé a je otázkou, zda se odehrává postupně či „skokově“.

Podloží sedimentů spodního badenu je tvořeno především horninami svrchnokarbonského stáří (Jurková 1961, Horák 1984). Na dně „vymýtin“ se vyskytuje karbonské eluvium (Jurková 1961). V dětmarovické depresi tvoří podloží spodnobadenských sedimentů sedimenty stáří eggenburg (Jurková et al. 1983, Horák 1984). Podloží hornin stáří spodního badenu v místech nasunutí karpatských příkrovů je představováno především příkrovy slezské a podslezské jednotky a také sedimenty karpátu. Vrty nacházející se v oblasti Nízkého Jeseníku obsahují v podloží spodnobadenských sedimentů kulmské horniny a v okolí Přerova se v jejich podloží nachází horniny stáří devon (Horák 1984).

Faciální vývoj V tvořený monotónními písčitymi a šterkovitými sedimenty je prostorově rozšířen především na sv. okraji karpatské předhlubně poblíž těšínsko-příborského hřbetu, dále v oblasti ostravsko-karvinského hřbetu a kolem Olšovce u Hranic. Celková mocnost tohoto faciálního vývoje je relativně malá, když největší (134 m) byla zjištěna ve vrtu NP 353 Těrlicko. Tento vývoj lze označit jako okrajová klastika a je možné ho srovnávat se žukovským souvrstvím (Eliáš et al. 2002).



Obr. 2: Mapa mocností spodnobadenských sedimentů.
 Fig. 2: Map of the thickness of Lower Badenian deposits.

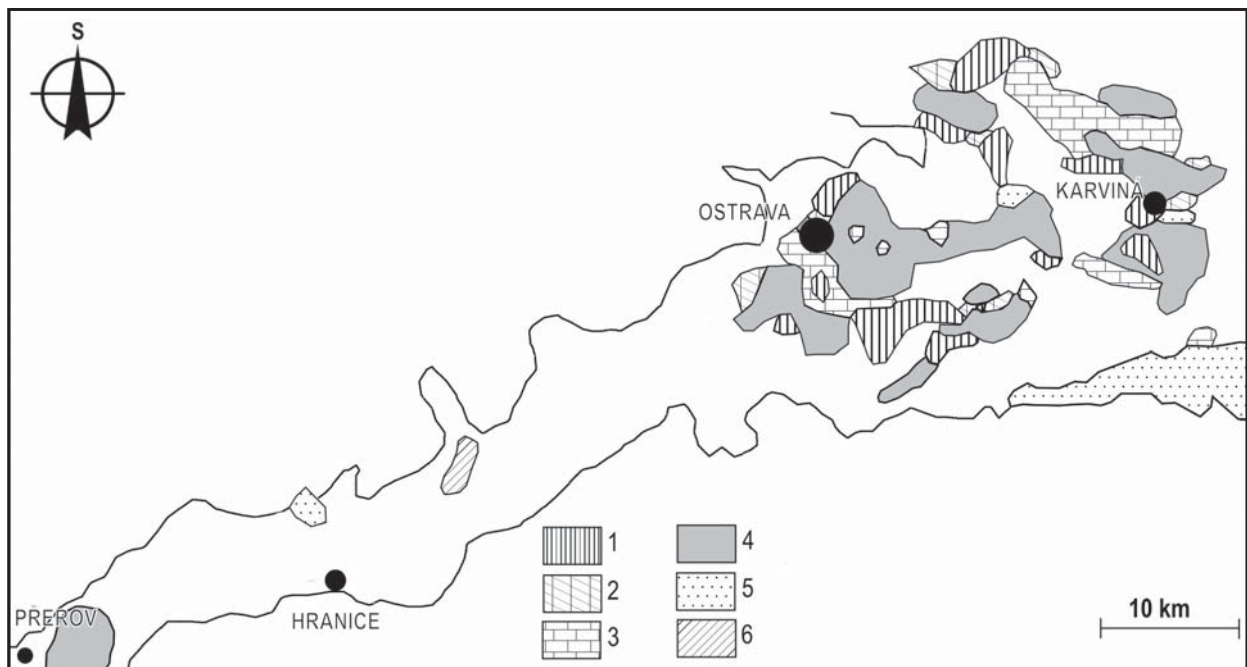
Na svahy dětmarovické a bludovické vymýtiny je vázán jak faciální vývoj III s přítomností hrubozrnných šterkovitých sedimentů na bázi, v jejichž nadloží jsou pak vyvinuty pelity s vložkami hrubozrnných sedimentů, tak i vývoj IV s bazálními klastiky, která jsou následována monotónními pelitickými sedimenty. Pro klastické vložky v pelitech jsou používána označení havířovské a jerlochovické vrstvy. Havířovské vrstvy jsou převážně hrubě zrnitými uloženinami, které vyplňují centrální části „vymýtin“. Jerlochovické vrstvy jsou klastika s parakonglomeráty, které nacházíme na svazích „vymýtin“ (Eliáš et al. 2002).

Faciální vývoj IV s bazálními klastiky, která jsou následována monotónními pelitickými sedimenty, byl také zjištěn v jv. části studovaného území, zde je však velmi malá hustota údajů. Faciální vývoj I, tvořený pouze pelity, byl zjištěn v nejvyšších partiích ostravsko-karvinského hřbetu a dále v některých relativně vyšších částech okrajů pánve. V blízkosti tohoto vývoje na svazích vymýtin se místy objevují v pelitech vložky hrubozrnnějšího materiálu, což je faciální vývoj II. Faciální vývoj VI, tedy bazální klastika, která jsou následována monotónními pelitickými sedimenty a ukončena mocnou lavicí hrubozrnných klastických sedimentů, byl zjištěn pouze ojediněle v oblasti Oder. Klastický hrubozrnný materiál, který se vyskytuje na bázi vývoje III, IV a VI, je možno srovnávat s debowieckým slepencem. Pro pelity, vyskytující se ve všech vývojech kromě vývoje V, je navrhováno označení lobodické souvrství (Eliáš et al. 2002). Hrubozrnný materiál ve svrchní části faciálního vývoje VI lze též považovat za okrajová klastika jako u vývoje V a jeho litostratigrafické přiřazení

není zcela jasné. Plošné rozšíření jednotlivých vývoje lze sledovat na obrázku 3.

Interpretace a diskuze

Spodnobadenská sedimentace začíná v zájmovém území usazením hrubozrnných klastických sedimentů. Vznik příkopu lze umístit na hranici karpát – spodní baden po nasunutí mladoštýrského příkrovu (Eliáš – Pálený 1998). Spodnobadenská pánev měla v zájmové oblasti velice dynamický reliéf, sedimentace klastik byla výrazně ovlivněna morfologicky a je vázána především na oblasti s „výraznějším“ sklonem. To ukazuje na roli gravitačních proudů a dominantní terestrické prostředí depozice (aluviální a fluviální sedimenty). Tyto sedimenty lze považovat za bazální spodnobadenská klastika, i když jejich stratigrafická pozice není zcela jistá. Lze předpokládat existenci nejméně dvou na sebe naložených depresí. Jedna tvoří jv. část zájmového území a byla protažena ve směru JZ–SV. Druhá deprese v s. části zájmového území měla směr V–Z a je rozdělena na dvě dílčí deprese (bludovická a dětmarovická vymýtina), které jsou částečně oddělené dílčím hřbetem (ostravsko-karvinský hřbet). Tělesa bazálních klastik progradovala jak od okrajů pánve, tak i z dílčího hřbetu směrem do hlubších partií depresí. Tělesa těchto klastik byla minimálně částečně vázána na příčná údolí, která prořezávala svahy pánve. Bazální nebo okrajová klastika jsou na Ostravsku označována jako „detrit“ (Brzobohatý – Cicha 1993). Těmito „bazálními klastiky“ se zabývali Petránek (1956), Jurková (1959, 1961) a Horák (1984). Bazální klastika jsou srovnatelná s debowickým



Obr. 3: Mapa rozšíření jednotlivých faciálních vývoje. Legenda: 1 – faciální vývoj I – pouze pelity; 2 – faciální vývoj II – pelity + vložky hrubozrnného materiálu; 3 – faciální vývoj III – bazální klastika + pelity + vložky hrubozrnného materiálu; 4 – faciální vývoj IV – bazální klastika + pelity; 5 – faciální vývoj V – pouze klastika; 6 – faciální vývoj VI – bazální klastika + pelity + tělesa hrubozrnného materiálu.

Fig. 3: Map of distribution of recognised facies associations. Legends: 1 – Facies association I – Lower Badenian clays; 2 – Facies association II – Lower Badenian clays with interbeds of coarse clastics; 3 – Facies association III – Lower Badenian basal clastics + clays with interbeds of coarse clastics; 4 – Facies association IV – Lower Badenian basal clastics + clays; 5 – Facies association V – Lower Badenian clastics; 6 – Facies association VI – Lower Badenian basal clastics + clays + top unit of coarse clastics.

slepencem v Polsku (Horák 1984, Eliáš et al. 2002), a proto Eliáš et al. (2002) navrhuje používat pro ně tento název. Debowiecký slepenec je členěn na dva rozdílné typy. Spodní typ je tvořený 10–110 m mocnou vrstvou pestrých, špatně vytríděných klastů pocházející z flyše. Tento typ slepence se podobá stryszawskému souvrství z oblasti Sucha–Zawoja. Svrchní typ slepence je tvořený 40–90 m mocnými polohami s hojnou přítomností klastů svrchnokarbonských hornin. Tento typ přechází do skawinského souvrství. Avšak podle Garecka et al. (1996) patří debowiecký slepenec do svrchního karpátu (Oszczypko – Oszczypko-Clowes 2003, Oszczypko et al. 2006).

Počátek pelitické sedimentace dokládá nástup marinní transgrese, která výrazně změnila prostředí sedimentace. Sedimentace písků a štěrků pokračovala pouze ve vymezených okrajových částech pánve a to ve vazbě na postupné zaplavování reliéfu. Tato klastika lze považovat za okrajová, mají jednoznačně spodnobadenské stáří a jejich sedimentaci lze spojit s gravitačními proudy na svazích pánve pod hladinou (fan delty, úlomkotoky). Po zaplavení ostravsko-karvinského hřbetu pokračovala sedimentace těchto klastik pouze na vnějších okrajích pánve, podél aktivního i pasivního okraje, avšak pravděpodobně jen lokálně (ve vazbě na významná příčná údolí). Lze spekulovat o významnější úloze aktivního okraje před čelem flyšového akrečního klínu. Faciální vývoj VI dokladuje progradaci hrubozrnných klastik do marinní pánve, je obtížné odlišit, zda se jedná o „celopánevní“ proces nebo jen lokální záležitost, lze doložit převahu přínosu materiálu nad tvorbou depozičního prostoru (trakt vysoké hladiny či padající hladiny?). Přínos hrubozrnného klastického materiálu byl jak z oblasti karpatských flyšových příkrovů, z ostravsko-karvinského hřbetu, a tak i z pasivního okraje pánve, tedy okraje Českého masivu tvořeného v zájmovém území především horninami kulmu Nízkého Jeseníku.

Mocnost spodnobadenských sedimentů je pravděpodobně také ovlivněna tektonickou aktivitou v rámci Vnějších Západních Karpat. Srovnání okrajových klastik s bazálními klastiky je problematické. Pro okrajové klastické vývoje ve výchozech při v. i z. okraji předhlubně navrhuje Eliáš et al. (2002) označení žukovské souvrství. Na základě jejich pozice je možné, že jejich část stratigraficky odpovídá klastickým sedimentům ve vyšší části sedimentárního sledu.

Vývoj badenských „pelitů – téglů“ navrhuje Eliáš et al. (2002) označovat jako lobodické souvrství. Součástí lobodického souvrství jsou i hrubozrnnější sedimenty, které jsou nazývány havířovské a jerlochovické vrstvy. Stratigraficky lze tyto sedimenty srovnat se skawinským souvrstvím na území Polska (Oszczypko et al. 2006) a podobné jsou i jejich mocnosti.

V polské části karpatské předhlubně byly zjištěny seismickým průzkumem deprese v reliéfu podloží neogenní pánve (Karpala – Lapinkiewicz 1962). Dětmárovická a bludovická vymýtiny po spojení pokračují do Polska jako podbeskydská vymýtiny. Existence příkopů orientovaných ve směrech JZ–SV a SZ–JV i distribuce mocnosti sedimentů stáří baden–sarmat jsou na území Polska vysvětlovány reaktivací zlomů v podloží směru SZ–JV a ZSZ–VJV (Oszczypko 2008), příp. jsou interpretovány jako ryze erozní stará paleoúdlí (Poltowicz 1964, Jawor 1970, Oszczypko et al. 2006) a konečně jako tektonické příkopy související s miocenní extenzí (Oszczypko – Ślaczka 1985, Oszczypko et al. 2006). Tektonicky predisponovaný systém podobných paleoúdlí předpokládá na Ostravsku Jurková (1961). Eliáš – Pálenský (1998) vysvětlují vznik spodnobadenské předhlubně nasunutím karpatských příkrovů, tvorbou periferního pahorku a jeho rozčleněním. Této otázce bude nutno věnovat další pozornost.

Poděkování

Studium bylo prováděno v rámci grantu GA ČR 205/09/0103.

Literatura

- Brzobohatý, R. – Cicha, I. (1993): Karpatská předhlubeň. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska, MZM a PřF MU Brno, 123–128. 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, 2, 133–146.
- Eliáš, M. (1999): Neoidní vývoj karpatského předpolí na Ostravsku. – In: Kožušníková, A. (ed.): Documenta Geonica 1999, The 4th Czech–Polish Conference about Carboniferous Sedimentology & The 2nd Czech–Polish Geomechanical Symposium, Academy of Sciences of the Czech Republic – Institute of Geonics Ostrava, 207–214. Praha.
- Eliáš, M. – Pálenský, P. (1998): Model vzniku miocenních předhlubní na Ostravsku. – *Zpr. geol. výzk. v r. 1997*, 65–66. Praha.
- Eliáš, M. – Pálenský, P. – Růžička, M. (2002): Litostratigrafie severomoravského miocénu a jeho litostratigrafická korelace s přilehlým miocénem v Polsku (karpatská předhlubeň). – *Zpr. geol. výzk. v r. 2001*, 22–24. Praha.
- Garecka, M. – Marciniak, P. – Olszewska, B. – Wojcik, A. (1996): New biostratigraphic data and attempt to correlation of the Miocene deposits in basement of the Western Carpathians (in Polish). – *Przegląd Geologiczny*, 44, 5, 495–501.
- Gilíková, H. – Nývlt, D. – Pálenský, P. – Petrová, P. – Maštera, L. (2006): Nové poznatky z geologického mapování na listu 25-122 Suchdol nad Odrou. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005*, 68–71. Brno.
- Horák, P. (1984): Litofaciální a paleotektonická studie sedimentů spodního badenu v karpatské předhlubni na Moravě – úsek sever. – MS Diplomová práce, Univerzita J. E. Purkyně v Brně. Brno.
- Jawor, E. (1970): The structure of the deep substratum in the region East of Cracow. – *Acta Geologica Polonica*, 20, 4, 710–769.
- Jurková, A. (1959): Závislost miocenních basálních klastik na reliéfu karbonu a na neogenní tektonice v nových důlních polích na Stonavě. – *Věstník ÚÚG*, 34, 31–44. Praha.
- Jurková, A. (1961): Reliéf karbonu a výskyty miocenních bazálních klastik v ostravsko-karvinském revíru. – *Přírodovědný časopis slezský*, 22, 3, 311–326. Opava.
- Jurková, A. (1971): Vývoj badenské čelní hlubiny v Moravské bráně a na Ostravsku. – *Geol. Práce, Spr.*, 57, 155–160. Bratislava.
- Jurková, A. (1976): Stavba karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na sv. Moravě. – *Čas. pro min. a geol.*, 21, 4, 426–471. Praha.
- Jurková, A. (1985): Moravská brána jako dědičná depresní morfostruktura. – *Sborník GPO*, 29, 129–133. Ostrava.
- Jurková, A. et al. (1983): Nové nálezy eggenburgu na severovýchodní Moravě. – *Geol. práce, Správy*, 79, 153–168, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Karpala, A. – Lapinkiewicz, A. (1962): Kilka uwag o interpretacji materiałów sejsmicznych w czesci srodkowej i zachodniej przedgórz Karpat. – *Geofizyka Poszukiwawcza i Wiertnicza*, 8–10, 68–70, 3–16.
- Nehyba, S. (2000): The cyclicity of lower miocene deposits of the SW part of the Carpathian Foredeep as the depositional response to sediment supply and sea-level changes. – *Geologica Carpathica*, 51, 1, 7–17.
- Nehyba, S. – Gilíková, H. – Petrová Tomanová, P. – Čurda, J. (2009): Sedimentologické studium klastických sedimentů spodního badenu na vybraných lokalitách Moravské brány. – *Geol. výzk. Mor. Slez.*, 16, 21–25. Brno.
- Nehyba, S. – Šikula, J. (2007): Depositional architecture, sequence stratigraphy and geodynamic development of the Carpathian Foredeep (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 58, 1, 53–69.
- Oszczypko, N. – Krzywicz, P. – Popadyuk, I. – Peryt, T. (2006): Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine): Its Sedimentary, Structural and Geodynamic Evolution. – In: Golonka, J. – Picha, F. J. (eds): The Carpathians and their foreland: geology and hydrocarbon resources. – *AAPG Memoirs* 84, 293–350. Tulsa.
- Oszczypko, N. – Oszczypko-Clowes, M. (2003): The Aquitanian marine deposits in the basement of Polish Western Carpathians and its palaeogeographical and palaeotectonic implications. – *Acta Geologica Polonica*, 53, 2, 101–122.
- Oszczypko, N. – Ślaczka, A. (1985): An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basin in the Carpathian Foredeep. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 55, 1–2, 55–76.
- Petránek, J. (1956): Sedimentace miocenních basálních klastik (tzv. detritu) v ostravsko-karvinském revíru. – *Čas. pro min. a geol.*, 1, 34–40. Praha.
- Poltowicz, S. (1964): Przedortónska dolina rzeczna między Raba i Dunajcem. – *Geofizyka i Geologia Naftowa*, 6–7, 90–91, 176–181.
- Tomanová Petrová, P. – Gilíková, H. – Otava, J. – Pálenský, P. – Šrámek, J. (2007): Lower Badenian clastics in the Moravian Gate from the viewpoint of mapping geologist. – *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk Brunensis*, 36, Geology, 31–38. Brno.

DISTRIBUCE HYPOCENTER ZEMĚTŘESENÍ V EPICENTRÁLNÍ OBLASTI NOVÝ KOSTEL

Distribution of earthquake hypocentres in epicentral area Nový Kostel

Miroslav Halló

Nechvalická 131, 257 91 Sedlec-Prčice; e-mail: hallo.miroslav@gmail.com

(11-12 Kraslice, 11-14 Cheb)

Key words: earthquake, distribution of hypocentres, Nový Kostel, active structure

Abstract

The epicentral area Nový Kostel is the most seismically active area in the region of western Bohemia/Vogtland and it is characteristic by earthquake swarms. Marginal faults of the Cheb basin are located very close to that epicentral area and are considered as a NNW continuation of the Mariánské Lázně fault. But the geometry of the focal zone is not identical with the geometry of these marginal faults. Study of distribution of earthquake hypocentres is therefore important for the interpretation of the geodynamics in this area. The seismic data used for this study came from the catalog, which was created from the network KRASNET data. This catalog includes more than 5 000 localized hypocentres from the epicentral area Nový Kostel from years 1991–2008. The seismoactive structure is located 5–12,5 km deep. The results show that the seismo-active structure has direction of inclination of 262° and inclination of 80°. The shallowest part of the focal zone has a slightly lower slope and the depth of the structure increasing to the South. Hypocenters of the earthquakes are not evenly distributed and occur in spatial clusters. These clusters can be divided into groups according to their geometrical parameters and the mutual spatial arrangement.

Úvod

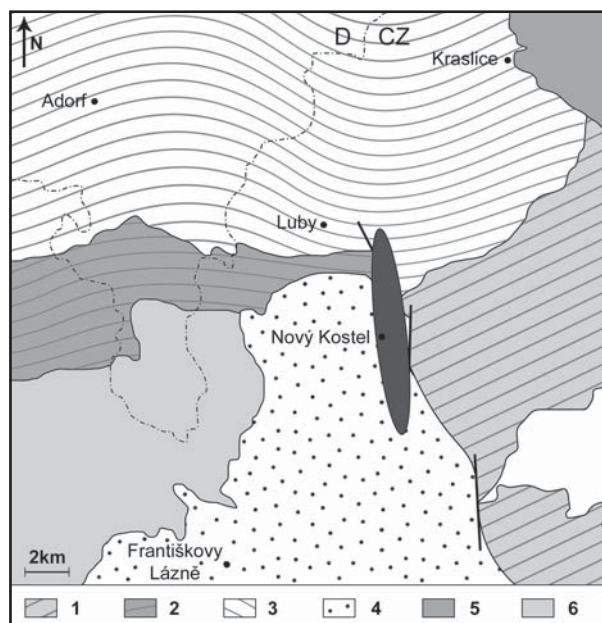
Seismická aktivita se v regionu západních Čech soustředí do několika epicentrálních oblastí, z nichž má nejvýznamnější seismické projevy epicentrální oblast Nový Kostel (Tilšarová – Nehybka 2006). Tato oblast má úzký protáhlý tvar s.-j. směru a je charakteristická hojnými seismickými roji. V letech 1991–2005 zde bylo zaznamenáno téměř 85 % všech otřesů z oblasti západočeského regionu (Tilšarová – Nehybka 2006). Nejsilnější monitorované roje byly zaznamenány v letech 1962, 1985–1986, 1994, 1997, 2000 (Neuhöfer – Hermann 2005) a 2008 (Horálek et al. 2009). Nejsilnější přístrojově zaregistrované zemětřesení v novodobé historii v oblasti západních Čech ze dne 21. 12. 1985 mělo magnitudo ML = 4,6 (Horálek – Jedlička in Procházková 1987). Ale vůbec nejsilnější naměřené zemětřesení v roce 1908 dosáhlo magnituda ML = 5,0 (Kárník 1968). Převažující hloubka hypocenter zemětřesení v epicentrální oblasti u Nového Kostela je 6 až 11 km podle Fischera a Horálka (2003) nebo 5 až 10 km podle Tilšarové a Nehybky (2006). Aktivita je koncentrována do několika shluků hypocenter a některé shluky byly opakovaně aktivovány (Fischer – Michálek 2008). Hypocentry zemětřesení z celé fokální zóny lze proložit plochu a určit její orientaci. Podle Fischera a Horálka (2003) je orientace plochy 259/80, podle Havíře (2003) je pak orientace plochy 262/80.

Studium distribuce hypocenter v epicentrální oblasti Nový Kostel je jednou z částí autorovy diplomové práce zaměřené na studium geometrie seismicky aktivní struktury v epicentrální oblasti Nový Kostel. Práce byla podporována Ústavem fyziky Země Masarykovy univerzity a byla kompletně dokončena v lednu 2011.

Geologická situace

Epicentrální oblast u Nového Kostela se nachází v z. části Českého masivu. Variské podloží je v daném regionu

součástí saxothuringika východoevropské větve variského orogenu a je tvořeno krystalinikem krušnohorské oblasti (Mísař et al. 1983). Ve studovaném regionu je variské podloží reprezentováno metamorfovanými horninami svatavského, smrčinského a vogtlandsko-saského krystalinika a dvěma granitoidními plutony hercynského stáří: karlovarským masivem a smrčinským plutonem (obr. 1). Region



Obr. 1: Geologické jednotky ve zkoumané oblasti. Legenda: 1 – svatavské krystalinikum, 2 – smrčinské krystalinikum, 3 – vogtlandsko-saské paleozoikum, 4 – chebská pánev, 5 – karlovarský masiv, 6 – smrčinský pluton.

Fig. 1: The geological units within the study area. Legends: 1 – Svatava paleozoic, 2 – Smrčiny paleozoic, 3 – Vogtland-Saxon paleozoic, 4 – Cheb basin, 5 – Karlovy Vary granite, 6 – Smrčiny granite.

se vyznačuje křížením oháreckého riftu směru VSV–ZJZ a chebsko-domažlického příkopu směru SSZ–JJV. V místě křížení obou zmíněných struktur je situována chebská pánev (Misař et al. 1983). Na V je omezená tzv. východním okrajovým zlomem chebské pánve, který je pokládán za součást ssz. pokračování mariánskolázeňského zlomu (Špičáková et al. 2000). Ukládání kenozoických sedimentů bylo jak v oháreckém riftu tak i v chebsko-domažlickém příkopu doprovázeno také vulkanickou aktivitou (Ulrych et al. 1999).

Vstupní data a metodika

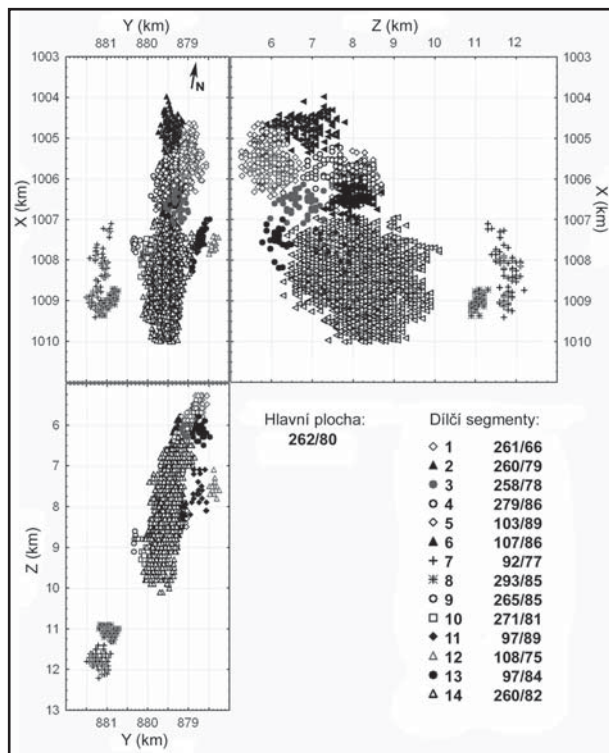
Použitý katalog zemětřesení má časový rozsah od 30. 04. 1991 do 11. 09. 2008 a pochází z dat monitorovací sítě KRASNET, kterou navrhl a provozoval Ústav fyziky Země (Nehybka 2009, Tilšarová – Nehybka 2006). Data z katalogu byla přenesena do formátu tabulky v programu STATISTICA 8.0 vyvinutého společností StatSoft CR s. r. o. a v tomto prostředí poté proběhly jednotlivé analýzy.

Lokalizované souřadnice všech hypocenter byly proloženy regresní plochou a z regresní funkce pak byly vypočteny geometrické parametry celé fokální zóny. Z prostorového uspořádání hypocenter je patrné, že hypocentra zemětřesení nejsou ve fokální zóně rozmístěna rovnoměrně (obr. 2) a pro lepší přiblížení geometrie celé fokální zóny je tedy výhodné hypocentra rozdělit do shluků (segmentů). K tomuto rozdělení byla použita SOFM (Self-Organizing Feature Maps) neuronová síť o velikosti 6 × 6 neuronů s Kohonenovým učením bez

učitele (Kohonen 2001), kterou nabízí ve svých funkcích program STATISTICA 8.0. Shluková analýza celkem dobře rozdělila hypocentra zemětřesení do 36 shluků, které se od sebe prostorově lišily. Výjimkou byla pouze centrální oblast s největší hustotou hypocenter, kterou shluková analýza rozdělila na několik shluků kvůli vysoké hustotě hypocenter v kombinaci s velkým prostorovým rozsahem. Tyto shluky byly spojeny a výsledkem je 14 segmentů fokální zóny (obr. 2). Segmenty fokální zóny jsou oblasti, kde dochází k akumulaci hypocenter zemětřesení a jsou uspořádány do různě prostorově orientovaných diskovitých útvarů. Diskovité útvary (segmenty) je pak možno proložit regresními plochami a z regresních funkcí pak vypočíst geometrické parametry jednotlivých segmentů.

Diskuze a výsledky

Výsledný směr sklonu a sklon celé fokální zóny je 262/80 (ve spádnicovém tvaru) s chybou určení směru i velikosti sklonu menší než 1°. Všechny 14 segmentů fokální zóny má vlastní geometrické parametry, některé segmenty na sebe ale navazují těsným prostorovým uspořádáním a podobnými parametry. Segmenty tedy můžeme rozčlenit do několika skupin (skupiny: A, B, C, D, E), kde skupiny segmentů definujeme jako syntetické skupiny, které rozdělují shluky hypocenter v prostoru (segmenty) podle jejich geometrických parametrů a vzájemného prostorového uspořádání. Zajímavá je skutečnost, že se hypocentra jednotlivých zemětřesných rojů nacházejí v jedné, výjimečně ve dvou skupinách segmentů. A to i navzdory skutečnosti, že časový faktor (zemětřesné roje) není ve shlukové analýze podle polohy hypocenter rozpoznávacím znakem. Přehledný seznam skupin segmentů je uveden v tabulce 1.



Obr. 2: Rozdělení fokální zóny na segmenty v souřadném systému S-JTSK, kde X, Y jsou jeho osy a Z je hloubka. Jednotlivé značky představují polohu hypocenter.

Fig. 2: Distribution of the segments of focal zone in the coordinate system S-JTSK where X, Y are axes and Z is depth. Individual brands are the hypocenter location.

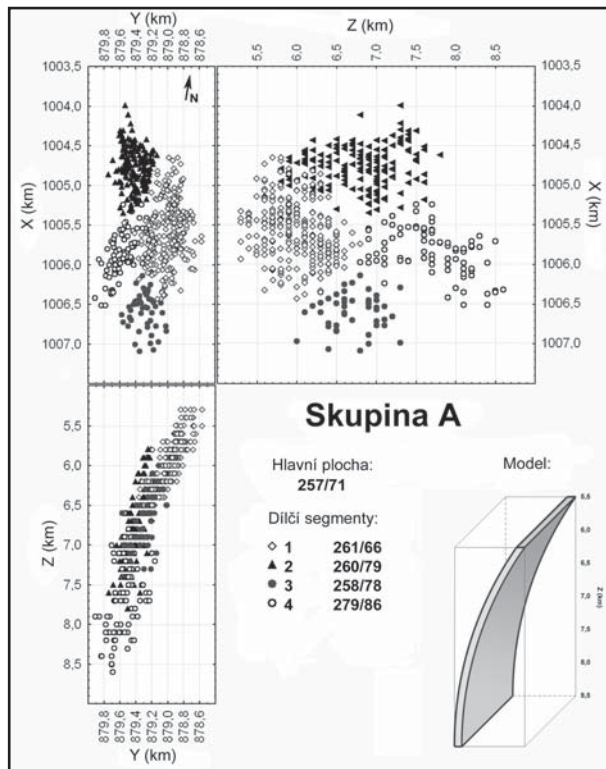
Skupina	Segmenty	Směr sklonu a sklon	Chyba směru sklonu	Chyba sklonu	Roje
A	1; 2; 3; 4	257/71	1°	1°	1985–1986; 1993; 1994; 2000
B	11; 12; 13	-	-	-	1991
C	5; 6	95/86	2°	2°	1997
D	9; 10; 14	260/81	< 1°	< 1°	2000
E	7; 8	267/73	3°	4°	2004; 2007

Tab. 1: Přehled skupin segmentů fokální zóny.

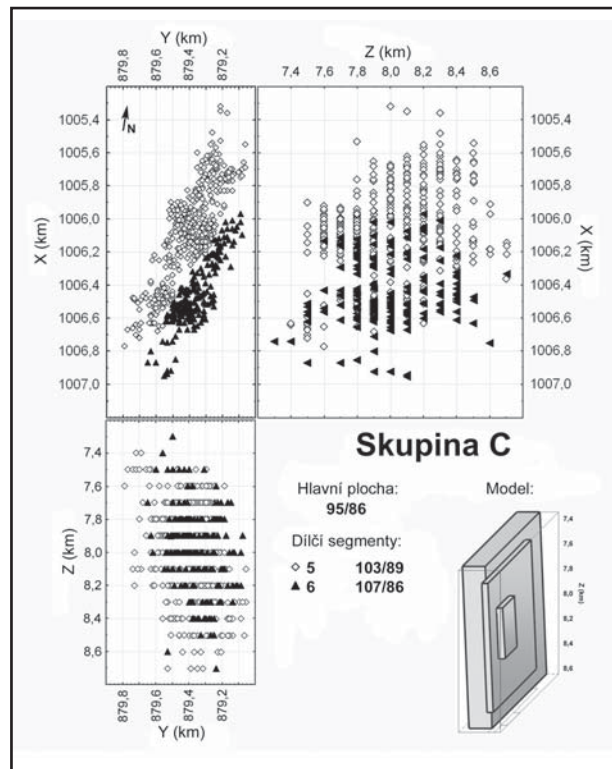
Tab. 1: List of groups of segments of focal zone.

Skupina segmentů A je charakteristická střední hustotou hypocenter distribuovaných ve velmi úzké zóně. Sklon této zóny se s rostoucí hloubkou zvětšuje, přesto je ale průměrný sklon nejmenší v porovnání s ostatními skupinami. Její azimut je pak velmi blízký azimutu celé fokální zóny (směr sklonu a sklon skupiny: 257/71). Jedná se o nejmělkčí část celé fokální zóny s hloubkou 5,0–8,5 km, která byla opakovaně aktivní zejména v letech 1985–1986 (podle srovnání s externími daty), 1993, 1994 a částečně i v roce 2000 (obr. 3).

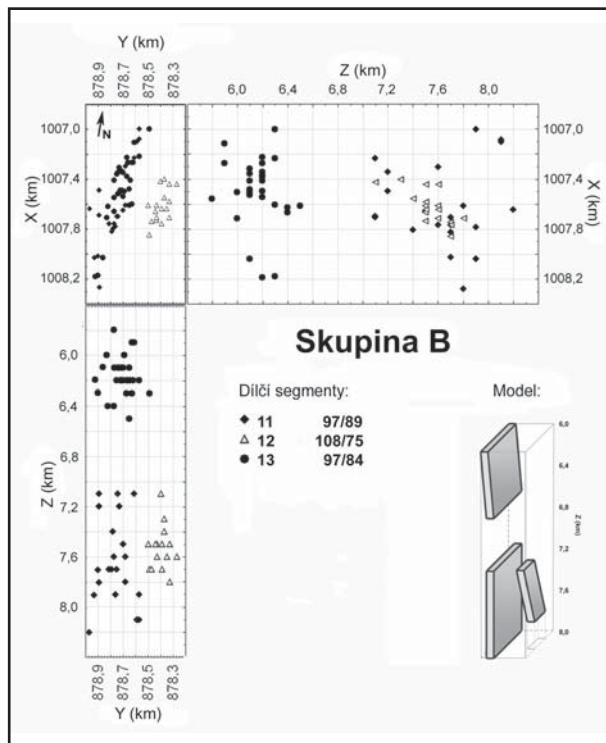
Skupina segmentů B je mělká malá skupina s malou hustotou hypocenter, která je umístěna přibližně 1 km v. od hlavní části fokální zóny. Segmenty této skupiny mají velmi strmý sklon s úklonem k V, tedy na opačnou stranu



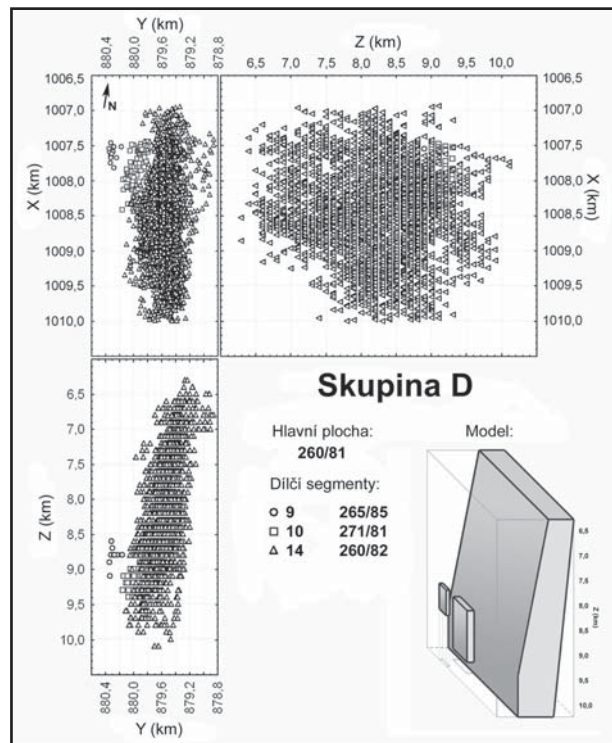
Obr. 3: Skupina A v souřadném systému S-JTSK, kde X, Y jsou jeho osy a Z je hloubka.
 Fig. 3: Group A in the coordinate system S-JTSK where X, Y are axes and Z is depth.



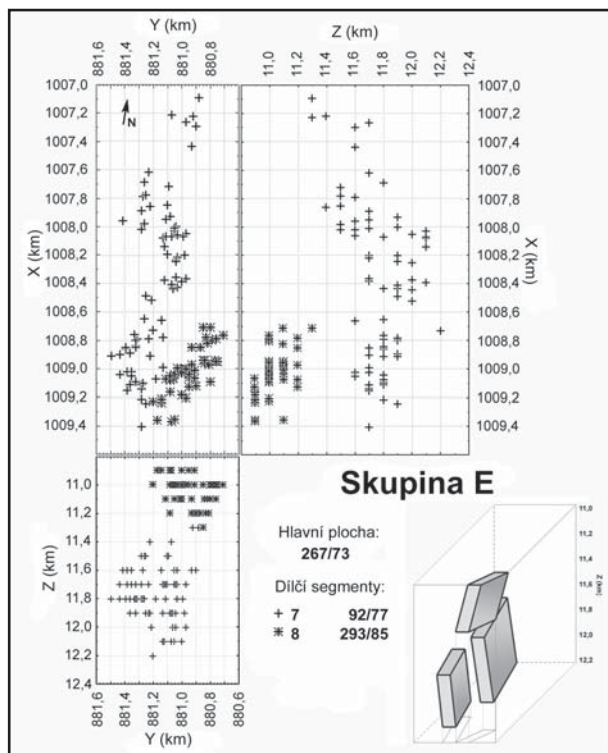
Obr. 5: Skupina C v souřadném systému S-JTSK, kde X, Y jsou jeho osy a Z je hloubka.
 Fig. 5: Group C in the coordinate system S-JTSK where X, Y are axes and Z is depth.



Obr. 4: Skupina B v souřadném systému S-JTSK, kde X, Y jsou jeho osy a Z je hloubka.
 Fig. 4: Group B in the coordinate system S-JTSK where X, Y are axes and Z is depth.



Obr. 6: Skupina D v souřadném systému S-JTSK, kde X, Y jsou jeho osy a Z je hloubka.
 Fig. 6: Group D in the coordinate system S-JTSK where X, Y are axes and Z is depth.



Obr. 7: Skupina E v souřadném systému S-JTSK, kde X, Y jsou jeho osy a Z je hloubka.

Fig. 7: Group E in the coordinate system S-JTSK where X, Y are axes and Z is depth.

než hlavní část fokální zóny. Směr sklonu a sklon celé skupiny nebyl určen kvůli malému počtu hypocenter. Hloubka je 5,5–8,0 km a aktivita zde byla zaznamenána především při roji v roce 1991 (obr. 4).

Skupina segmentů C má vyšší hustotu hypocenter a je umístěna přibližně pod skupinou A v hloubce 7,0–9,0 km. Sklon dílčích segmentů i celé skupiny je velmi strmý (téměř vertikální zóna) s malým úklonem k východu (směr sklonu a sklon skupiny: 95/86). Hypocentra této skupiny jsou převážně ze zemětřeseného roje v roce 1997 (obr. 5).

Skupina segmentů D je největší skupinou s nejvyšší hustotou hypocenter celé fokální zóny. Tato skupina je až 1 km široká a je umístěna trochu jižněji a hlouběji než skupina A. Její hloubka je 6,5–10,0 km a směr sklonu i sklon přibližně odpovídají parametrům celé fokální zóny (směr sklonu a sklon skupiny: 260/81). Aktivita v této zóně byla především při velkém zemětřeseném roji v roce 2000 (obr. 6).

Skupina segmentů E je malá a rozmanitá skupina se střední až menší hustotou hypocenter v hloubce 10,5–12,5 km. Nachází se ve větší hloubce přibližně 1,5 km z. od hlavní části fokální zóny. Směr sklonu i sklon jednotlivých segmentů je celkem variabilní a aktivita zde byla zaznamenána při rojích v letech 2004 a 2007 (obr. 7).

Závěr

Seismicky aktivní struktura v epicentrální oblasti Nový Kostel je struktura s.–j. protažení ostře skloněná k Z. Hypocentra zemětřesení nejsou v celé aktivní struktuře rozmístěna rovnoměrně, ale shlukují se do několika skupin. Každá skupina má specifické geometrické parametry, hustotu lokalizovaných zemětřesení a aktivaci. Některé skupiny byly opakovaně aktivovány během různých zemětřesených rojů, avšak hypocentra zemětřesení jednoho roje jsou lokalizována v jedné, výjimečně ve dvou sousedních skupinách. Jednotlivé zemětřesené roje tedy mají trochu odlišný charakter v závislosti na lokaci hypocenter ve fokální zóně. Bylo určeno celkem pět skupin těchto segmentů fokální zóny i s geometrickými parametry, ale je pravděpodobné, že budou další odpovídající zlomovým strukturám, které nebyly v letech 1991–2008 aktivovány. Významnou skutečností je také fakt, že nejmělkčí část fokální zóny má trochu menší sklon a hloubka seismicky aktivní struktury roste k J.

Poděkování

Velmi bych chtěl poděkovat panu Mgr. Josefu Havířovi, Ph.D. za vedení diplomové práce a Ústavu fyziky Země za poskytnutí dat ze seismické sítě KRASNET.

Literatura

- Fischer, T. – Horálek, J. (2003): Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. – *Journal of Geodynamics*, 35, 125–144.
- Fischer, T. – Michálek, J. (2008): Post 2000-swarm microearthquake activity in the principal focal zone of West Bohemia/Vogtland: Space-time distribution and waveform similarity analysis. – *Stud. Geophys. Geod.*, 52, 4, 493–512.
- Havíř, J. (2003): Problem of stress analysis in the Nový Kostel area (W Bohemia): Influence of various geometries of active faults. – *Geolines*, 16, 42.
- Horálek, J. – Jedlička, P. (1987): Temporary three component seismic stations Vackov and Nový Kostel. – In: Procházková, D. (ed.): *Earthquake Swarm 1985/1986 in Western Bohemia.*, Geophys. Inst. of Czechosl. Acad. Sci., 132–141. Praha.
- Horálek, J. – Fischer, T. – Boušková, A. – Michálek, J. – Hrubcová, P. (2009): The West Bohemian 2008-earthquake swarm: When, where, what size and data. – *Stud. Geophys. Geod.*, 53, 351–358.
- Kárník, V. (1968): *Seismicity of the European area. Part 1.* – Academia. Praha.
- Kohonen, T. (2001): *Self-Organizing Maps.* – Springer Series in Information Sciences, 30, Springer. Berlin.
- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, V. (1983): *Geologie ČSSR I, Český masív.* – Státní pedagog. nakl. Praha.
- Nehybka, V. (2009): Měření sítě KRASNET 1991–2008 – Závěrečné shrnutí. – *Sborník vědeckých prací VŠB–TU Ostrava, řada stavební*, 2009, vol. 9, no. 2, 183–192.
- Neuhöfer, H. – Hemmann, A. (2005): Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: Spatial distribution and magnitude-frequency distribution as an indication of the genesis of swarms? – *Journal of Geodynamics*, 39, 361–385.
- Špičáková, L. – Uličný, D. – Koudelková, G. (2000): Tectonosedimentary evolution of the Cheb basin (NW Bohemia, Czech Republic) between late Oligocene and Pliocene: A Preliminary note. – *Stud. Geophys. Geod.*, 44, 556–580.
- Tilšarová, R. – Nehybka, V. (2006): Západní Čechy 1991–2005 – Přehled seismické aktivity podle oblastí. – *Sborník 15. regionální konference „Nové poznatky a měření v seizmologii, inženýrské geofyzice a geotechnice“: Sborník vědeckých prací VŠB–TU Ostrava, řada stavební*, vol. 6, no. 2, 301–307.
- Ulrych, J. – Pivec, E. – Lang, M. – Balogh, K. – Kropáček, V. (1999): Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review. – *Geolines*, 9, 123–129.

MECHOVKY ZE SILICITŮ V GLACIFLUVIÁLNÍCH SEDIMENTECH SEVERNÍ MORAVY, METODY ZÍSKÁVÁNÍ I MOŽNOSTI URČENÍ

Bryozoans from flints in glacial sediments of the North Moravia, methods of extraction and possibilities of determination

Linda Kedrová¹, Kamil Zágoršek²

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: lin.ked@seznam.cz

² Paleontologické oddělení, Národní muzeum, Václavské náměstí 68, 115 79 Praha 1; e-mail: kamil_zagorsek@nm.cz

(15-11 Zlaté Hory)

Key words: Bryozoa, Miocene, Moravia

Abstract

Bryozoans often occur in siliceous rocks redeposited on the area of Moravia from the North by the continental glacier. In the laboratory research various methods for separation of Bryozoa are offered and evaluated, from the not very invasive ones to the techniques most interfering the rocks including fossils. A summary of found bryozoans and their determinations are presented.

Úvod

Silicitéové ledovcové souvky byly systematicky sbírány prvním z autorů pro potřeby diplomové práce (Kedrová 2009). Materiál ze dvou lokalit (Kolnovice a Bohušov) obsahoval bohatou faunu mechovky. V předloženém článku se snažíme ukázat možnosti získání tohoto materiálu a výsledky studia.

Asi 200 m z. od obce Kolnovice leží velice rozsáhlá pískovna (GPS: 50°18'55.532" N, 17°18'39.181" E), kde stále probíhá těžba. Pískovna se nachází v místě subglaciálního koryta, s mocností 20–25 m (Czudek 1993). Silicity obsahující makroskopicky identifikovatelnou faunu byly sbírány na haldách.

V Osoblažském výběžku, asi 200 m j. od obce Bohušov, v kvartérních glacienních a glacialfluviálních sedimentech elsterského a saalského zalednění (Chlupáč et al. 2002) se nachází druhá studovaná pískovna (GPS: 50°14'14.25" N, 17°42'57.251" E). Probíhá zde těžba glacialfluviálních písků, šterkopísků až šterků, ve kterých se nachází baltské křídové pazourky. Studovaný materiál byl sbírán také na haldách.

Metody

Mechovky se zkoumaných vzorků byly podrobeny 3 různým metodám čištění a separace.

Metoda č. 1: Byla aplikována na 14 vzorků pocházejících z lokality Bohušov. Nadrcené části vzorků se vložily do plastových lahvíček a zalily 60 ml 40% HF na 1 až 2 cm³ pazourku. Při reakci materiálu s kyselinou docházelo k zahřívání, proto se nechaly lahvíčky otevřené a vložily se do chladicí tekutiny (voda). Po odeznění reakce se lahvíčky uzavřely a vyjmuly z tekutiny. Pro únik nebezpečných výparů byly lahvíčky umístěny do exikátoru. Po uplynutí doby rozpouštění (2 až 3 dny) byla HF vylita, vzorek se zalil vodou a byl 3× odstředován a vymýván, čímž byly odstraněny zbytky HF. Působení kyseliny bylo u většiny vzorků

velmi intenzivní, 12 vzorků se zcela rozpustilo, u 2 vzorků se zachoval nerozpuštěný zbytek horniny, ale bez fosilií.

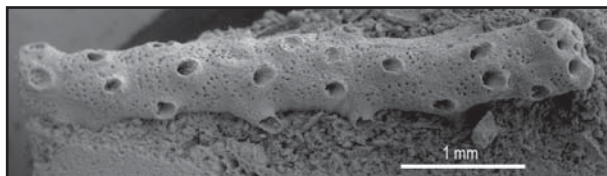
Metoda č. 2: Dalších 13 vzorků bylo opětovně ponořeno do HF s menší koncentrací (5%) a na delší dobu (1 měsíc). Předpokládalo se, že zásah HF do struktury fosilií bude mírnější. Touto metodou bylo zcela rozpuštěno 9 vzorků, u 3 vzorků se zachoval nerozpuštěný zbytek, ale bez fosilií. V jednom vzorku byly zachovány mechovky, ale vzhledem k zachování nevhodné k dalšímu studiu. Ve srovnání s metodou č. 1 nebyly rozdíly příliš výrazné, avšak u některých vzorků byly fosilie o něco lépe zachovány.

Metoda č. 3: Tato metoda byla nejméně invazivní. Vzorky byly vcelku vloženy do 20% kyseliny octové a ponechány v ní po dobu 9 dnů (za účelem očištění). Velikost skleněných nádob odpovídala velikosti vzorku – 200, 300 a 800 ml. Nádoby o objemu 200/300/800 ml byly naplněny 40/60/160 ml koncentrované kyseliny octové a do výsledného objemu doplněny studenou vodou. Metoda byla použita u 10 vzorků z lokality Kolnovice, které v dutinách obsahovaly bílou kůru s mechovkami. Všechny vzorky byly očištěny bez poškození fosilií, ale pro další studium bylo vhodných pouze 5 vzorků.

taxon	Bohušov	Kolnovice
<i>Mecynoecia</i>	6	4
<i>Spiropora</i>	2	0
<i>Clausa cf. heteropora</i>	1	0
<i>Petalopora</i>	1	1
<i>Aplousina</i>	0	3
<i>Coscinopleura augusta</i>	0	8
<i>Onychocella</i>	4	2

Tab. 1: Seznam určených druhů z lokalit Kolnovice a Bohušov. Čísla udávají počty určených kusů.

Tab 1: List of all determined taxa from sections Kolnovice and Bohušov. Numbers refer to determined specimens.



Obr. 1: *Mecynoecia*, vzorek č. 7 z lokality Bohušov.
Fig. 1: *Mecynoecia*, sample 7, from section Bohušov.

Všechny vhodné preparáty, vyseparované z rozpuštěného materiálu, byly fotografovány na elektronovém mikroskopu Hitachi 3700N v nízkovakuovém režimu (Variable Pressure) a dokumentovány pomocí zpětně odražených elektronů (BSE detector) a poté určeny. Celkem bylo identifikováno 7 taxonů (tab. 1).

Kmen Bryozoa Ehrenberg, 1831
Třída Stenolaemata Borg, 1926
Řád Cyclostomata Busk, 1852
Čeleď Entalophoridae Reuss, 1863
Rod *Mecynoecia* Canu, 1918 (obr. 1)

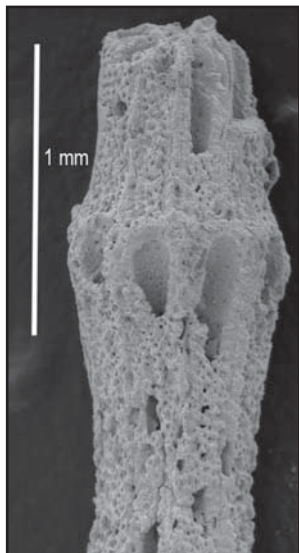
Celkem bylo identifikováno 10 exemplářů. Kolonie jsou vzpřímené, kruhového průřezu. Kruhové apertury autozoocí jsou rozmístěny samostatně po obvodu celé kolonie. Frontální stěna silně pórovitá. Gonozooecium nebylo pozorováno.

Nejpodobnějším druhem je *Pustulopora klostergaardii* Brood, 1972, (Brood, 1972: p. 286, Pl. 37, Fig. 1, 2, 8, 9), ale vzhledem k tomu, že žádný ze zkoumaných exemplářů nevytvořil gonozooecium, bylo druhové určení nemožné. Rod *Pustulopora* je mladším homonymem a podle Wyse Jackson et al. (2006) i synonymem rodu *Mecynoecia*.

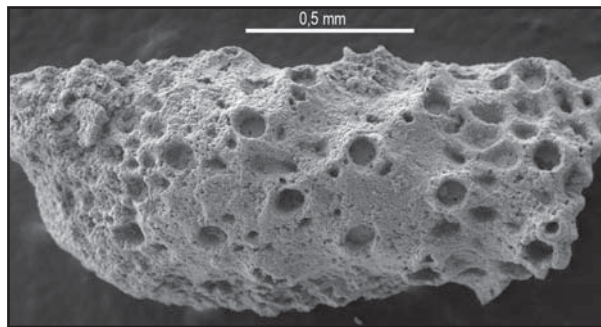
Rod *Spiropora* Lamouroux, 1821 (obr. 2)

Jenom dvě kolonie byly zařazeny k tomuto taxonu. Kolonie jsou vzpřímené, kruhového průřezu. Kruhové až čtvercové apertury autozoocí jsou rozmístěny v pruzích po obvodu celé kolonie. Frontální stěna jemně pórovitá. Gonozooecium nebylo pozorováno.

Charakteristické rozmístění apertur ukazuje, že zkoumané exempláře pravděpodobně patří do druhu *Spiropora verticellata* (Goldfuss, 1827) popsaném např. Broodem (1972: p. 308, Pl. 38, Fig. 7). Vzhledem k nedostatečnému zachování a nepřítomnosti gonozooecia necháváme tyto exempláře v otevřené nomenklatuře.



Obr. 2: *Spiropora*, vzorek č. 2 z lokality Bohušov.
Fig. 2: *Spiropora*, sample 2, from section Bohušov.



Obr. 3: *Clausia heteropora* d'Orbigny, 1853, vzorek č. 11 z lokality Bohušov.

Fig. 3: *Clausia heteropora* d'Orbigny, 1853, sample 11, from section Bohušov.

Čeleď: Clausidae d'Orbigny, 1854

Rod *Clausia* d'Orbigny 1853

Clausia cf. *heteropora* d'Orbigny, 1853 (obr. 3)

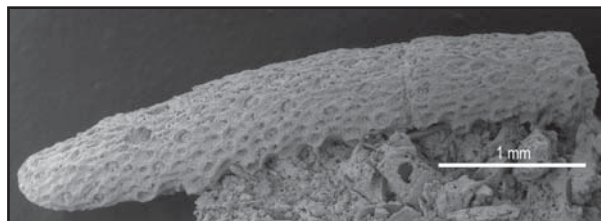
cf. 1985 *Clausia heteropora* d'Orbigny, Voigt, p. 633, pl. 2, figs 16–18.

Jenom jedna kolonie byla identifikována. Kolonie je vzpřímená, kruhového průřezu. Kruhové apertury autozoocí jsou rozmístěny po celém obvodu kolonie. Kolem apertur se nachází charakteristické, čtyřúhelníkové kenozooecia uzavřené terminální diafragmou (podle některých terminologií dactylethrae viz Bassler 1953). Počet kenozooecií kolem každé apertury kolísá od 9 do 11. Gonozooecium nebylo pozorováno.

Clausia heteropora d'Orbigny, 1853 je nejběžnějším druhem rodu *Clausia* a často se vyskytuje od cenomanu do danu Pobaltí (Gregory 1899). Vzhledem k nepřítomnosti gonozooecia je však druhové určení nejisté.

Čeleď Petaloporidae Gregory, 1899

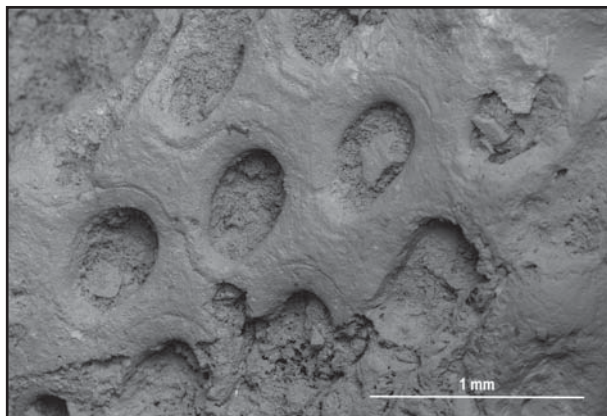
Rod *Petalopora* Lonsdale, 1850 (obr. 4)



Obr. 4: *Petalopora*, vzorek č. 8 z lokality Bohušov.
Fig. 4: *Petalopora*, sample 8, from section Bohušov.

Dvě kolonie byly identifikovány. Kolonie jsou vzpřímené, kruhového průřezu. Kruhové apertury autozoocí jsou rozmístěny v řadách jen na jedné straně kolonie. Zadní strana kolonie a prostor mezi aperturami je vyplněn drobnými otevřenými kenozooeciemi. Boční stěny autozoocia jsou často vystouplé. Gonozooecium nebylo pozorováno.

Velmi podobnou stavbu kolonie má *Petalopora costata* (d'Orbigny 1851), např. popsaná Broodem (1972: p. Pl. 52, Fig. 4). Nedostatečné zachování a nepřítomnost gonozooecia však znemožňují druhovou identifikaci.



Obr. 5: *Aplousina*, vzorek č. 5 z lokality Kolnovice.
Fig. 5: *Aplousina*, sample 5, from section Kolnovice.

Třída Gymnolaemata Allman, 1896

Řád Cheilostomata Busk, 1852

Čeleď Calloporidae Norman, 1903

Rod *Aplousina* Canu et Bassler, 1927 (obr. 5)

Tři kolonie patřící pravděpodobně k tomuto rodu byly nalezeny. Kolonie jsou povlékové, autozooecia velká, bez frontální stěny s velkými kruhovými opesami. Okraj opesia široký, hladký, bez ostnů. Ani avikulária, ani ovicely nebyly pozorovány.

Nejpodobnějším druhem se zdá *Aplousina odumi* Berthelsen 1962 (Berthelsen 1962: p. 73, pl. 5, Fig. 1). Vzhledem k velmi nedostatečným pozorovaným znakům nelze ale tuto podobnost potvrdit.

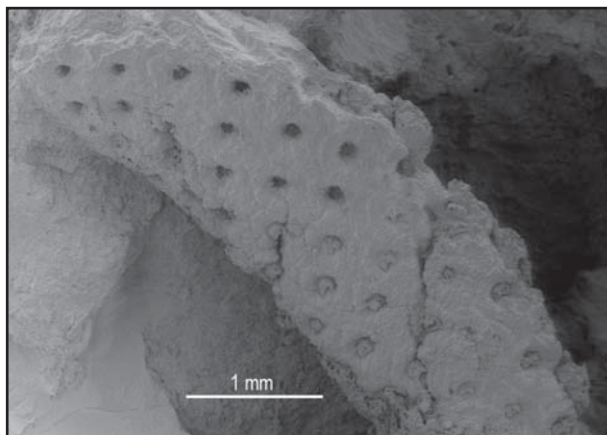
Čeleď Coscinopleuridae Canu, 1913

Rod *Coscinopleura* Marsson, 1887

Coscinopleura augusta Berthelsen 1948 (obr. 6 a 7)

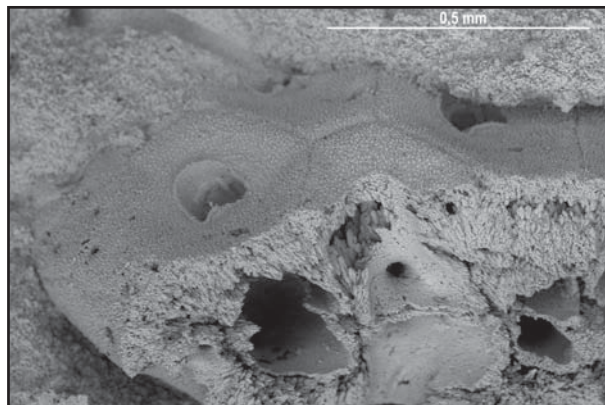
1962 *Coscinopleura* cf. *augusta* Berthelsen 1948 – Berthelsen p. 158 pl. 17, Fig. 4–7

Bylo identifikováno osm kolonií patřících pravděpodobně k tomuto druhu. Kolonie jsou velké, vzpřímené s obdélníkovým průřezem. Autozooecia šestiúhelníková s drobnou aperturou umístěnou centrálně. Kryptocyst granulovaný, boční stěny jasně definovatelné. Na bocích kolonie se vyskytují gonozooecia s pórovanou stěnou.



Obr. 6: *Coscinopleura augusta* Berthelsen, 1948, vzorek č. 3 z lokality Kolnovice.

Fig. 6: *Coscinopleura augusta* Berthelsen, 1948, sample 3, from section Kolnovice.



Obr. 7: *Coscinopleura augusta* Berthelsen, 1948, vzorek č. 3 z lokality Kolnovice.

Fig. 7: *Coscinopleura augusta* Berthelsen, 1948, sample 3, from section Kolnovice.

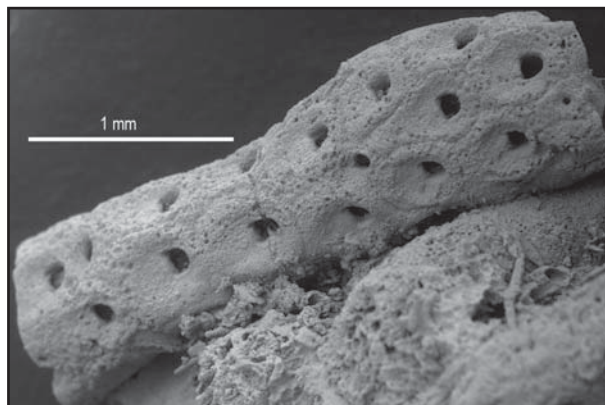
Studované exempláře mají identické rozměry autozooecia a rozměry a tvar apertury jako druh popsán Berthelsenem (1962). Gonozooecia studovaných exemplářů jsou o málo menší než popisované Berthelsenem (1962). Vzhledem k tomu, že tento druh je nejběžnějším druhem v danu a vzhledem k celkové vysoké podobnosti jsme zařadili všechny studované exempláře k tomuto druhu.

Čeleď Onychozellidae Jullien, 1882

Rod *Onychozella* Jullien, 1882

Identifikováno bylo šest kolonií patřících k tomuto rodu. Kolonie jsou vzpřímené s obdélníkovým průřezem. Autozooecia jsou velká, kapkovitého tvaru s malou aperturou. Apertura půlměsíčkovitá (s rovnou spodní a kruhovou svrchní částí) a s charakteristicky vykrojenými spodními rohy. Kryptocyst granulovaný. Avikulária (onychozellária) nedostatečně zachovaná, drobná, s kruhovitou aperturou a nevýrazným rostrem. Avikulária jsou zřídka, umístěna nejčastěji mezi 4–6 autozooeciemi.

Onychozella columella Berthelsen 1962 (Berthelsen 1962: p. 113, pl. 10, Fig. 7, 8) je velice podobná zkoumaným exemplářům co do velikosti a umístění avikulárií a tvaru apertury. Vzhledem k nedostatečnému zachování kolonií není druhové určení jednoznačné.



Obr. 8: *Onychozella*, vzorek č. 6 z lokality Bohušov.

Fig. 8: *Onychozella*, sample 6, from section Bohušov.

Diskuze

Nálezy mechovek převládaly nad ostatními fosiliemi obsaženými ve studovaných vzorcích (jehlice hub, koráli, ostny ježovek, lilijice). Nepodařilo se nám však vyvinout metodu preparace, která by pomohla identifikovat bohaté společenstvo mechovek (Kedrová 2009). Byli jsme proto omezeni jenom na materiál vyskytující se na přirozeně nevětraném povrchu silicitových souvků a jeho dodatečné čištění v kyselině octové (metoda č. 3). Dohromady bylo proto identifikováno pouze sedm taxonů (viz tab. 1).

Výsledky taxonomického výzkumu potvrdily přítomnost severských typů mechovek v pazourcích severomoravské oblasti. Všechny identifikované taxony se vyskytují v uloženinách danu – spodního paleocénu (Berthelsen 1962, Brood 1972) s. Evropy a kromě toho byl nalezen i typický druh pro spodnopaleocenní mechovky z Dánska (*Coscinopleura augusta*).

Podobný materiál byl popsán z Fukovského výběžku (Kaše et al. 2010), kde bylo vzhledem k lepšímu zachování identifikováno 16 taxonů. Čtyři taxony jsou identické na obou lokalitách. Tyto nálezy potvrzují předpoklad glaciálního zalednění s. Moravy až ze s. Evropy a přítomnost nordických souvků ve smyslu Gába – Peka (1999) v glacienních sedimentech s. Moravy (Nývlt 2007).

Poděkování

Práce je součástí projektu MKČR DE06P04OMG009 (Vědecká a muzeologická revize a dokumentace vybraných částí typového materiálu ve sbírkách paleontologického oddělení NM). Poděkování rovněž náleží projektu EU Barrande I., který spolufinancoval zakoupení SEM Hitachi S-3700N.

Literatura

- Bassler, R. S. (1953): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part G Bryozoa. – University of Kansas Press, Lawrence. 253 pp.
- Berthelsen, O. (1962): Cheilostome Bryozoa in the Danian Deposits of East Denmark. – Geol. Surv. Denmark II, Ser. 83, 290 pp.
- Brood, K. (1972): Stockholm contributions in Geology. – University of Stockholm, Stockholm. 490 pp.
- Czudek, T. (1993): Osoblažská nížina – geomorfologický přehled. – Sborník ČGS, 98, 4, 222–228. Praha.
- Gába, Z. – Pek, I. (1999): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku, 111 pp.
- Gregory, J. W. (1899): Catalogue of the fossil Bryozoa in the Department of Geology, British Museum (Natural History). – The Cretaceous Bryozoa Vol. 2, 1–457.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, J. (2002): Geologická minulost České republiky. – Academia, Praha. 437 pp.
- Kaše, J. – Zágorský, K. – Pokorný, R. (2010): Mechovková fauna z pazourků v glaci-fluviálních sedimentech ve Fukovském výběžku (okres Děčín, severní Čechy). – Geoscience Research Reports for 2009, 139–142.
- Kedrová, L. (2009): Bryozoa z terciérních silicitů na Moravě. Diplomová práce – Manuscript Masarykova Univerzita, Přírodovědecká fakulta. 53 pp.
- Nývlt, D. (2007): Paleografická rekonstrukce kontinentálního zalednění Šluknovské pahorkatiny. – In: Nývlt, D. et al.: Paleogeografická, paleoklimatická a geochronologická rekonstrukce kontinentálního zalednění Česka. VaV – 1D/1/7/05, závěrečná zpráva. 342 pp. – MS ČGS Brno.
- Voigt, E. (1985): The Bryozoa of the Cretaceous–Tertiary boundary. – In: Nielsen, C. – Larwood, G. P. (editors): Bryozoa: Ordovician to Recent, 329–342. Olsen & Olsen, Fredensborg.
- Wyse Jackson, P. N. – McKinney, K. F. – Bancroft, A. J. (2006): Fenestrate Bryozoan Genera Based on Species from Ireland Originally Described by Frederick M'Coy in 1844. – Palaeontology 49 (4): 741–767.

STRŽOVÝ SYSTÉM V BOSONOŽSKÉM HÁJKU – JEDINEČNÝ GEOMORFOLOGICKÝ FENOMÉN ZÁPADNĚ OD BRNA

Gully network in the Bosonožský Hájek area – unique geomorphological phenomenon westward from Brno

Karel Kirchner¹, Petr Münster², Zdeněk Máčka²

¹ Ústav geoniky AVČR, v. v. i., pobočka Brno, Drobného 28, 602 00 Brno; e-mail: kirchner@geonika.cz

² Geografický ústav PFF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: petrmunster@mail.muni.cz

(24-34 Ivančice)

Key words: gully networks, loess, the Bosonožský Hájek area, Brno region

Abstract

The Bosonožský Hájek area is a unique example of intensive gullying of Pleistocene loess deposits; locally the incision reached even the underlying granitoid bedrock. Four main gully networks are developed. Geometry and topology of gully networks is primarily governed by slope morphology. Gullies are mostly inactive and covered by old-growth forest. Absolute dating of the main phase of gully incision is still opened and debated question.

Úvod

V z. části brněnského prostoru se na sprašových pokrývkách převážně v. svahů Bobravské vrchoviny vyvinuly jednotlivé strže i stržové systémy. Tvoří charakteristický, morfologicky výrazný erozně-akumulační reliéf, který je základní krajinnotvornou složkou pestrých, převážně lesních krajinných celků v z. části brněnského prostoru a následně i Boskovické brázdy. K jedinečným, doposud málo známým, stržovým systémům patří území Bosonožského hájku asi 1,1 km jv. od Žebětína.

Toto území je velmi cenné z přírodovědného hlediska a bylo vzhledem k hodnotnému lesnímu porostu květnaté dubohabřiny s bohatým výskytem teplomilných druhů rostlin i vzácných hub vyhlášeno v roce 1985 přírodní rezervací (Mackovčín et al. 2007). S ohledem na kvality živé přírody byla Přírodní rezervace Bosonožský hájek zkoumána výrazněji s ohledem na potřeby ochrany přírody, pozornost však byla věnována i půdním charakteristikám (Petruš – Sedláček 2005). S ohledem na členitý reliéf se stalo území vhodným terénem k provádění geodetických terénních cvičení a zpracování kartografických výstupů pro studenty FS VUT Brno (Kyclová 2010). Zejména závěry ochrannářských biogeografických studií (Buček 2009, Buček – Drobilová 2009) mají značný význam i pro úvahy o vývoji stržových systémů v Bosonožském hájku.

Geomorfologicky byla problematika strží v Bosonožském hájku i širším území věnována pozornost v pracích Münstera (2005, 2007), kde je zhodnocena i příslušná literatura, která se váže ke stržím, jejich rozšíření v širším regionu a mechanismu vývoje.

V předkládaném příspěvku budeme vycházet z výše uvedených prací jednoho ze spoluautorů příspěvku, doplněných novými poznatky, zaměříme se na rozšíření a morfologii strží v Bosonožském hájku s úvahou o možném vzniku tohoto jedinečného stržového systému.

Základní rysy zájmového území

Bosonožský hájek se nachází ve střední části geomorfologického celku Bobravská vrchovina, na v. okraji Omické vrchoviny (geomorfologický okrsek, Demek – Mackovčín eds et al. 2006). Východní část Bosonožského hájku přechází v nižší v. a jv. části do tektonicky podmíněné sníženiny geomorfologického okrsku Žebětínský prolom. Bosonožský hájek se rozkládá na v. a jv. svazích dílčího hřbetu, který vybíhá z ústřední části Omické vrchoviny směrem k JV. k Žebětínskému prolomu. Od ústřední části je tato jv. část oddělena výrazným sedlem (354 m n. m.), do něhož zasahuje sz. okraj Bosonožského hájku. Jedinečným rysem zájmového území je výskyt hlubokých a rozsáhlých stržových systémů, které hustě rozčleňují jeho s., v. a jv. svahy.

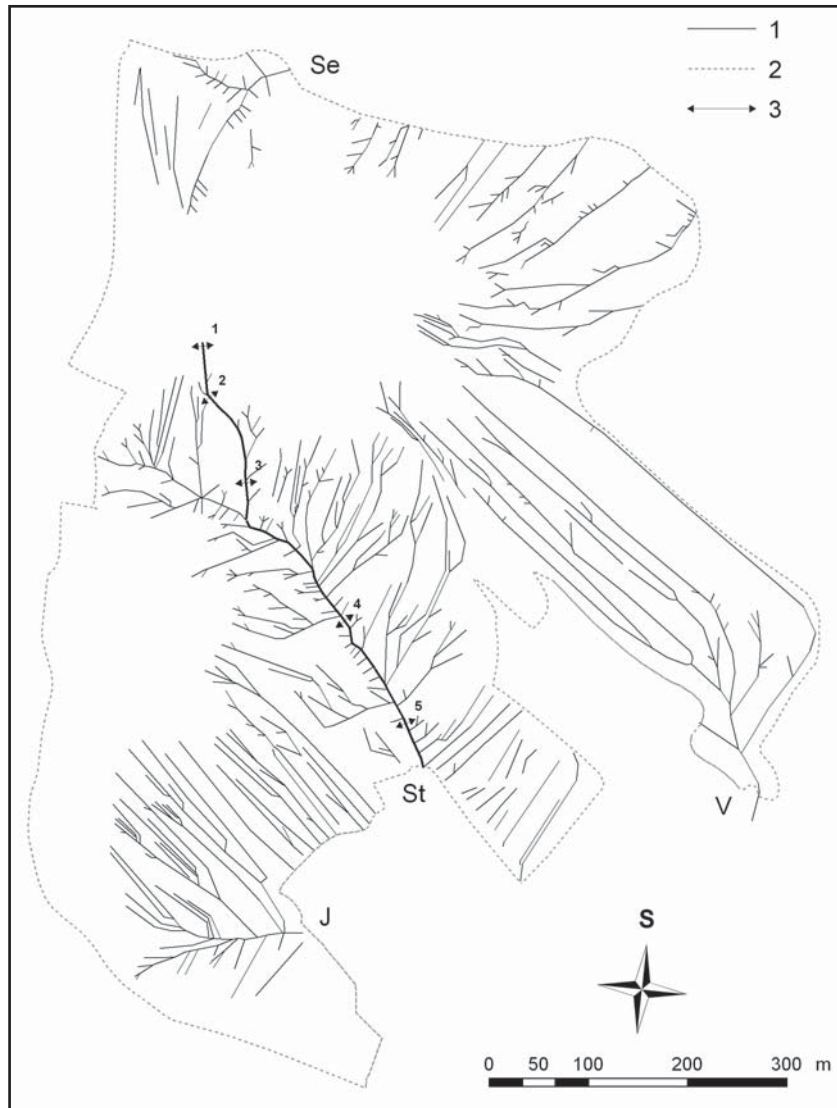
Skalní podloží zájmového území je budováno krystalinickými, převážně magmatickými horninami brněnského masivu. Převážně jsou zastoupeny biotitické granodiority (typ Tetčice) západní granodioritové oblasti brněnského masivu (Hanžl et al. 1999, Müller – Novák et al. 2000). Skalní horniny vystupují ve formě stupňů ve střední nejmohtnější strži nebo na s. okraji Bosonožského hájku. Z neuzpevněných sedimentů jsou zastoupeny pleistocenní spraše a sprašové hlíny, které pokrývají střední a dolní části v. a jv. závětrných svahů. Mocnost sprašových pokrývek postupně narůstá směrem k úpatí svahů, kde dosahuje mocnosti až 9 m (Münster 2005). Ploché vrcholové části hřbetu a horní části svahů pokrývají mělká písčité eluvia vyvinutá na biotitických granodioritech, níže po úbočí s přibývajícím podílem písčitohlinitých svahovin v nadloží. Plochá dna výrazných strží (v jižní, střední, východní a severní části) Bosonožského hájku vyplňují splachové písčitohlinité sedimenty holocenního stáří (Hanžl et al. 1999, Pálenský red. 1994, Nekovařík – Růžička 1994).

Morfologicky nejvýraznější částí Bosonožského hájku je dílčí hřbet směru ZSZ–VJV, který vybíhá z nejvyšší kóty Zadní Boří (371 m n. m.). Vrcholová plošina klesá až na nadm. výšku 364 m, pak navazují mírně ukloněné svahy, které ukončují zájmovou lokalitu v nadm. výškách 310 m. Tento dílčí hřbet je směrem k J. omezen příkře ukloněnými svahy, které jsou rozčleněny řadou strží středního stržového systému. Hlavní hřbet směřuje od vrcholu Zadní Boří zhruba směrem j. a nadm. výšky postupně klesají až na 354 m. Mírně až příkře ukloněné svahy končí výrazným úpatím v nadm. výškách 310 m. Na levobřeží střední strže pokračuje zalesněné území Bosonožského hájku až k nejnižší nadm. výšce zájmového území 299 m. Kromě strží se morfologicky projevují v jz. části Bosonožského hájku i mělké plošné sesuvy s dílčími akumulacemi. Tvarovou pestrost reliéfu doplňují antropogenní tvary (zářezy lesních cest, hliníky po těžbě spraší, zemědělské terasy, divoké skládky odpadů, 2 umělé jeskyně). K závažnějším projevům působení lidské činnosti patří stopy po průjezdech terénních motocyklů v příkrých svazích strží. Destruují půdní pokryv i sporý vegetační kryt a iniciují rozvoj následných procesů urychlené vodní eroze.

Metody

Základem poznání stržových systémů bylo terénní měření s využitím GPS (Garmin GPSMAP 76S) a analýza veřejně dostupných podkladů topografických, tematických a historických map i ortofotosnímků.

Podkladem pro zakreslení stržových zářezů do topografické mapy se stalo 752 zaměřených bodů v počátcích, větveních nebo ústích jednotlivých strží. V programu ArcView GIS se zaměřené body přiřadily k výškopisu digitalizované vektorové mapy. Průběh jednotlivých strží byl upraven podle pracovních nákresů podložených měřeními délek a azimutu směru strží v terénu. Pro měření nadmořských výšek i zhloubení strží byl využit barometrický výškoměr (Münster 2005). GPS přístroj byl využit pro zpřesnění prostorové informace o erozních zářezích a pro částečnou verifikaci morfometrických údajů odvozených z map. Pro zhodnocení zákonitostí prostorového rozšíření strží bylo využito terénních šetření, topografických map a digitálního modelu reliéfu prostředí geografických softwarů ArcGIS 9 (Münster 2007). Pro s. část Bosonožského hájku byla porovnána shoda našich terénních měření s novějšími



Obr. 1: Stržové systémy v Bosonožském hájku (Münster 2005). Lokalizace hlavních stržových systémů: J – jižní systém, St – střední systém, V – východní systém, Se – severní systém. 1 – stržové zářezy, 2 – hranice PR Bosonožský hájek, 3 – příčné profily 1–5 ve vybrané strži.

Fig. 1: Gully networks in the Bosonožský hájek area (by Münster 2005). Location of main gully networks: J – southern gully network, St – central gully network, V – eastern gully network, Se – northern gully network. 1 – gullies, 2 – boundary of the Nature Reserve Bosonožský hájek, 3 – cross profiles no. 1–5 in the select gully.

geodetickými podklady Kyclové (2010). Z hlediska potřeb geomorfologického poznání byla zjištěna dobrá shoda ve znázornění podrobné topografie území.

Výsledky

Základním morfologickým a zároveň v brněnském prostoru unikátním rysem Bosonožského hájku je výskyt rozsáhlého stržového systému prakticky v celém územním rozsahu. Na obr. 1 je zachycena struktura stržové sítě v zájmové oblasti. V tomto území bylo zjištěno Münsterem (2005) 55 elementárních systémů strží (dílčích mikropovodí). Na základě rozšíření a morfologie strží rozdělujeme stržové systémy do základních oblastí výskytu: stržové systémy v j., střední, v. a s. části zájmového území. Součet přibližných délek všech zjištěných zářezů v Bosonožském hájku činí 18 354 m. Hustota stržových

zářezů činí 39,25 km.km² v rámci zájmového území, což představuje lokalitu s nejvyšší hustotou strží na jižní Moravě (Münster 2007).

V j. části Bosonožského hájku tvoří stržový systém 50 strží. Hlavní strž má délku 250 m, převýšení 43 m, maximální zahloubení v dolní části strže až 6 m. V široce se rozevírající dolní části se ukládá množství sedimentů z mohutných poboček a navyšuje se dno. Nejmohutnější je stržový systém ve střední části území, vytvářel se v konkávní mezilehlé sníženině s mocným sprašovým pokryvem. Délka hlavní strže činí 515 m, převýšení 62 m, max. zahloubení až 12 m. Celkový počet strží v této části je největší v celém zájmovém území a činí 152. Ve střední části strže jsou patrné výchozy granodioritu, níže je povrch překrytý akumulovanými sedimenty. Nestejnoměrné svahy naznačují, že hlavní odtokový kanál se zařezal do asymetrické mezilehlé sníženiny. Příčné profily (obr. 2) dobře ilustrují charakter hlavní strže a ukazují odlišné úseky v podélném

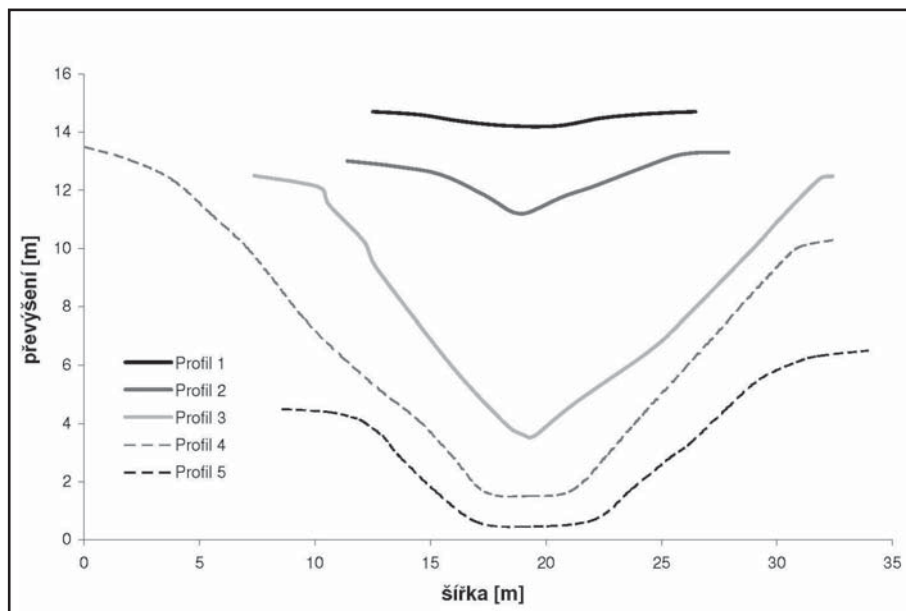
profilu strže. Patrný je zlom v podélném profilu, kde zářez přechází z přímé až konvexní části svahu do konkávní (mezi profily 2 a 3). U v. stržového systému je délka hlavní strže 613 m, převýšení 62 m, zahloubení max. 5 m. Strže v tomto systému probíhají paralelně s různou hloubkou zářezu související s mocností spraše a stářím zářezu (obr. 3). Severní stržový systém se skládá z 28 strží. Hlavní strž má délku 191 m, převýšení 22 m, max. zahloubení až 7 m.

Stržové systémy nejsou periodicky protékány vodou, na jejich vývoji se v současnosti kromě občasných vodních průtoků – eroze, podílejí procesy denudace příkrých sprašových zářezů, místy povrchové ploužení a ojedinele sesouvání.

Diskuze, závěry

Bylo snahou určit stabilitu erozních zářezů podle teorie Schumma (1956), která říká, že pro vznik stabilního stržového zářezu budoucí větve na bočním svahu hlavního

kanálu je nutná jeho dostatečná délka. Takže teprve pokročilá hloubková a boční eroze je důsledkem stabilní rozvětvené sítě. V průběhu vývoje stržových poboček se zmenšuje úhel (tzv. úhel větvení), pod kterým zaústí do své mateřské větve. Lze tedy očekávat, že velký úhel napojení stržové pobočky značí počáteční stadium eroze a ostrý úhel pokročilé stadium. Na základě analýzy úhlu větvení však nelze s jistotou tvrdit, že tento úhel je jednoznačně závislý na vývojové fázi stržové eroze (Münster 2005). Příčiny tohoto stavu nejsou jednoznačné a bude zapotřebí v dalším výzkumu na tuto problematiku soustředit pozornost. Zahlubováním



Obr. 2: Příčné profily hlavní strží ve středním stržovém systému v Bosonožském hájku.
Fig. 2: Cross-section of dominant gully in the central gully network in the Bosonožský hájek area.



Obr. 3: Paralelní strže ve v. stržovém systému, dominantní strž je hluboká až 5 m.
Fig. 3: Parallel gullies in the eastern gully network, the depth of dominant gully is reaching almost 5 m.

ve spraších si zářezy získaly stabilní polohu a pouze různou intenzitou boční eroze koryta pozměnily základní tvar spádnice (Münster 2005). Rozsáhlý stržový systém v Bosonožském hájku je tedy v současnosti jako celek stabilizovaný, jen místně lze sledovat dílčí vývoj jednotlivých svahů strží.

Otázkou zůstává, kdy začal tento systém vznikat a jaká byla hlavní příčina jeho vzniku. V úvahách nelze vyloučit přírodní ani antropogenní vliv na počátek formování strží. Z vojenských mapování z období Rakouska-Uherska vyplývá, že území pokrýval lesní porost již před rokem 1825. Archeologická studie Kuči (2011) uvádí, že oblast Bosonožského hájku a jeho okolí byla kontinuálně využívána člověkem od neolitu po současnost. Zejména v době kamenné byl mikroregion situován přibližně mezi dvě důležité exploatační oblasti kamenné industrie, která byla distribuována nad rámec regionu i za území Moravy. Studie (Buček – Drobilová 2009) uvádí, že lesní porosty

Bosonožského hájku patří k tzv. starobylým lesům, které dokládají kontinuitu vývoje lesních ploch v naší kulturní krajině. Výše uvádění autoři předpokládají, že počátek tvorby strží lze pravděpodobně klást do konce pleistocénu či do časných období holocénu, do období výskytu chladných kontinentálních sprašových stepí před nástupem souvislých střeoevropských listnatých lesů na konci boreálu. Stržové systémy lze tedy považovat podle nich za přirozený fenomén Bosonožského hájku.

V dané oblasti však nelze v historickém vývoji vyloučit kombinaci přírodního srážkového extrému s následným vývojem strží v krajině kultivované pravěkými či středověkými zemědělci. K dalšímu prohloubení poznatků o vzniku a vývoji strží v Bosonožském hájku bude nezbytné nalézt podklady, umožňující přímé datování erozních událostí. V další etapě průzkumů se naskytá možnost provedení vrtných prací v sedimentech údolních den strží a rovněž v sedimentech nevýrazných výnosových kuželů v jejich předpolí.

Poděkování

V rámci Ústavu geoniky AVČR, v. v. i. byla práce podpořována výzkumným záměrem č. AVOZ 30860518.

Literatura

- Buček, A. (2009): Bosonožský hájek jako příklad starobylého lesa. – In: Dreslerová, J. – Svátek, M. (eds): Sborník příspěvků ze semináře Nízké a střední lesy v krajině, Brno, 3.–4. dubna 2009. 1–24, CD, MZLU. Brno.
- Buček, A. – Drobilová, L. (2009): Starobylé lesy v ekologické síti. – In: Rebrošová, K. – Schneider, J. (eds): Chříby – krajina, les, voda. Příroda a hospodaření v krajině chlumních oblastí, 6–23, Sborník konference MZLU. Brno.
- Demek, J.– Mackovčín, P. (eds) – Balatka, B. – Buček, A. – Cibulková, P. – Culek, M. – Čermák, P. – Dobiáš, D. – Havlíček, M. – Hrádek, M. – Kirchner, K. – Lacina, J. – Pánek, T. – Slavík, P. – Vašátko, J. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. – 1–582, AOPAK ČR. Brno, 2. vydání.
- Hanzl, P. – Krejčí, Z. – Vít, J. – Otava, J. – Novák, Z. – Stráník, Z. (1999): Geologická mapa Brna a okolí. Měřítko 1 : 50 000. – ČGÚ. Brno.
- Kuča, M. (2011): Archeologické doklady pravěkého a středověkého osídlení Bosonožského hájku a jeho okolí. – 1–3, MS. Katedra archeologie a muzeologie FF MU. Brno.
- Kyclová, J. (2010): Přírodní rezervace Bosonožský hájek – sever. Mapa – měřítko 1 : 1 000. – Ústav geodézie FS VUT. Brno.
- Mackovčín, P. – Jatiová, M. – Demek, J. – Slavík, P. et al. (2007): Okres Brno-město. – In: Chráněná území ČR – Brněnsko, svazek IX., 1–932, Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum. Brno, Praha.
- Müller, P. – Novák, Z. et al. (2000): Geologie Brna a okolí. – 1–90, Český geologický ústav. Praha.
- Münster, P. (2005): Stržová eroze v Bosonožském hájku. – 1–51, MS, bakalářská práce. Geografický ústav PřF MU. Brno.
- Münster, P. (2007): Stržová eroze v jižní části Brněnské vrchoviny. – 1–91, MS, diplomová práce. Geografický ústav PřF MU. Brno.
- Pálenský, P. (ed.) – Nekovarík, Č. – Růžička, M. (1994): Geologická mapa ČR, 24-34 Ivančice, 1 : 50 000. – Český geologický ústav. Praha.
- Petruš, J. – Sedláček, J. (2005): Monitoring základních chemických vlastností půd v PR Bosonožský hájek za účelem možné repatriace chráněného rostlinného druhu *Cypripedium calceolus* L. – 1–7, 10 příloh, 4 mapy, Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, prac. Brno.
- Schumm, S. A. (1956): Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. – Geol. Soc. Am. Bull., 67, 597–646.

GEOMORFOLOGICKÉ A VEGETAČNÍ ZMĚNY OPUŠTĚNÉHO MEANDRU MORAVY V OBLASTI OSYPANÝCH BŘEHŮ PĚT LET PO ODŠKRCENÍ

Geomorphological and vegetation changes of the Morava River oxbow lake in the locality of Osypané Břehy five years after the cut-off

Zdeněk Máčka¹, Jakub Ondruch¹, Monika Michálková²

¹ Geografický ústav PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: macka@sci.muni.cz

² Katedra fyzickej geografie a geoeekológie PrF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; e-mail: monika.michalkova@fns.uniba.sk

(34-22 Hodonín)

Key words: Ox-bow lake, sediment deposition, bank profiles, vegetation succession, the Morava River

Abstract

Ox-bow lake of the Morava River located nearby the locality of Osypané Břehy has undergone significant geomorphological transformation since the cut-off in 2006. Clearly evident is development of two alluvial plugs separating the lake from the active river channel. Maximal depth of alluvial material deposited in the ox-bow lake may reach 4.5 m locally. The slope of concave banks was reduced significantly to the value of 36°; reduction of mean bank slope has reached almost 20° since the cut-off. Vegetation succession began on newly exposed surfaces (alluvial plugs) and on surfaces that are no more disturbed by fluvial processes (steep river banks); prevailing species are willow and poplar.

Úvod

Na dolním toku Moravy mezi obcemi Bzenec-Přívoz a Rohatec (Strážnické Pomoraví) se dochoval úsek řeky s několika volnými meandry, který se vyznačuje víceméně spontánním geomorfologickým režimem. Délka neregulovaného úseku dosahuje 12,5 km, křivolakost má hodnotu 1,35. V tomto území lze pozorovat progresivní překládání koryta spojené se změnami půdorysu meandrových smyček, včetně odškrcování meandrů. Poslední přirozené odškrčení meandru nastalo při jarní povodni v roce 2006, kdy se protrhla meandrová šíje zákrutu, který se nachází bezprostředně proti proudu od lokality Osypané břehy (obr. 1). Na tuto událost upozornili ve své práci Havlíček et al. (2008). K protržení došlo během povodně vyvolané kombinací tání sněhové pokrývky a dešťových srážek, která na vodoměrné stanici Strážnice kulminovala 29. března průtokem $733 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (50letá povodeň) (Brázdil – Kirchner 2007). Historické změny půdorysu říční sítě Strážnického Pomoraví jsou popsány v pracích Kirchner – Nováček (1991), Grygar et al. (2009) a Brázdil et al. (2011). Kirchner – Nováček (1991) předpověděli protržení šíje tohoto meandru podle historické míry laterálního překládání koryta na rok 2002.

V současné době má odškrčený meandr podobu říčního jezera, volně napojeného oběma konci na aktivní tok, jehož hladina kolísá v závislosti na vodním stavu v řece. K napouštění vody z řeky do jezera dochází pokud vodní stav na blízké vodoměrné stanici Strážnice dosáhne 150 cm (průtok $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); stanice se nachází 3,3 km směrem proti proudu. Za nižšího vodního stavu se voda do jezera dostává pouze průsakem nivními sedimenty, protože vtok i výtok jsou zahrazeny aluviálními zátkami. Ke vzniku zátek (částečnému zahrazení vtoku a výtoků splaveninami) došlo v podstatě již během povodně, která vedla k protržení meandru; zátky jsou dobře patrné již



Obr. 1: Šikmý letecký pohled na odškrčený meandr. Na vtoku a výtoku jsou patrné aluviální zátky (Foto J. Wenzel, 2006).

Fig. 1: Oblique aerial image of the cut-off meander. Alluvial plugs are visible in the inlet and outlet of the meander (Photo by J. Wenzel, 2006).

na leteckém snímku z podzimu roku 2006 (obr. 1). Pánev jezera se v současnosti zanáší suspendovaným materiálem vnášeným do ní za povodní a ze svahové modelace břehů, čímž dochází ke zmenšování její hloubky a mění se její tvar.

Cílem příspěvku je popsat geomorfologické a vegetační změny, které se udály od okamžiku odškrčení meandru po dnešek. Klíčovou otázkou je stanovení rychlosti a prostorové distribuce depozice povodňových sedimentů v prostoru vzniklého říčního jezera. Nejschůdnější metodou pro studium průběhu zanášení meandru jsou opakovaná batymetrická měření jezera, tvorba digitálního terénního modelu a následné porovnání tvaru jezerní pánve v několika po sobě jdoucích obdobích. Bohužel nejsou k dispozici údaje o morfologii meandru bezprostředně po odškrčení, se kterými by bylo možné srovnat stávající stav. Míra geomorfologické transformace

byla proto odvozena na základě porovnání s aktivními meandry, které se nacházejí v bezprostředním okolí. Výchozím předpokladem je, že morfologie (hloubka, šířka, podélný profil) meandru byla před odškrcením podobná morfologii meandrů Moravy v okolí. Dále byla sledována kolonizace fluviálních tvarů v odškrceném meandru vegetací (dřevinami).

Pracovní metody

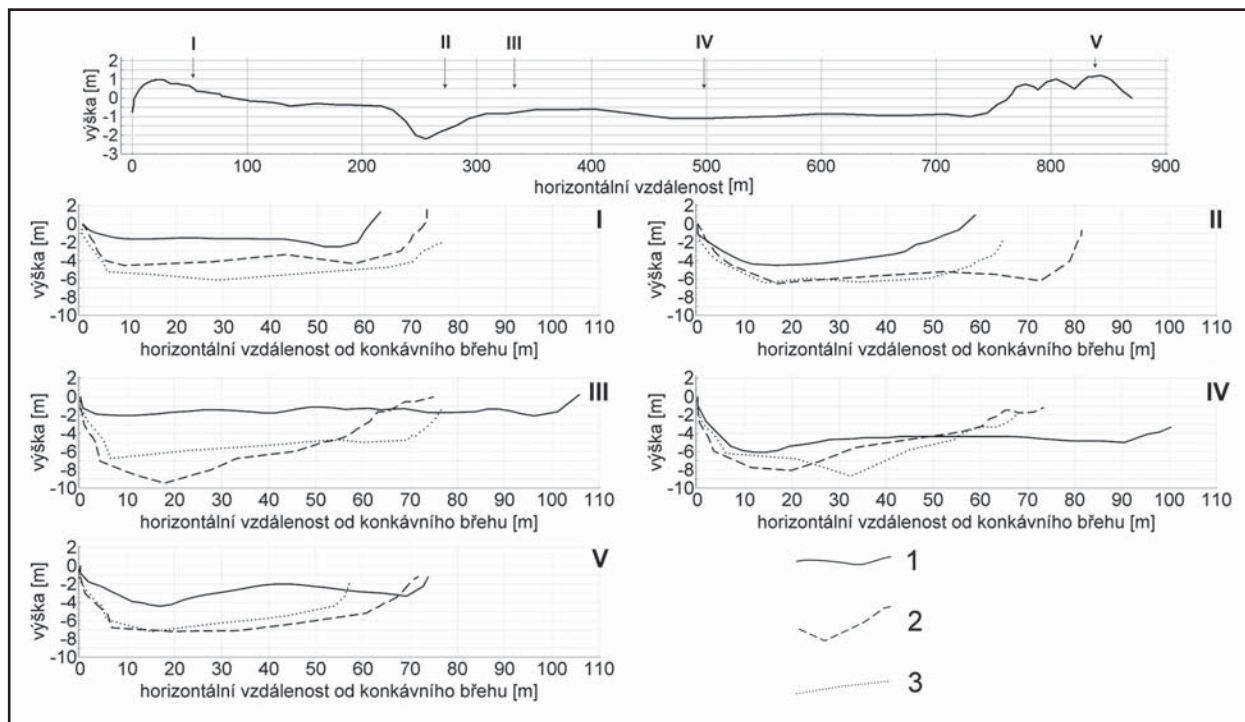
Terénní práce probíhaly v srpnu a říjnu 2010 a v lednu a únoru 2011. Morfologie dna meandru byla zachycena pomocí digitálního terénního modelu vytvořeného na základě měření diferenční GPS Leica Viva GNSS CS 15. Vzhledem k tomu, že část meandru je již zarostlá náletem vrb a topolů, které stíní signál pro GPS, byl použit rovněž nivelační přístroj a měrná lať se sklonoměrem. Z geodetických měření byl odvozen podélný profil a pět příčných profilů rozložených podél meandrové smyčky. Pro porovnání příčných profilů odškrceného meandru s profily na aktivním toku bylo zaměřeno vždy pět příčných profilů na dvou referenčních meandrech pomocí sonaru Lowrance Elite-5. První referenční meandr se nachází proti proudu, jeho půdorysný tvar je sice odlišný od odškrceného meandru, ale jeho konkávní břeh je také budovaný povodňovými hlínami. Jako druhý referenční meandr posloužil zákrut Osypaných břehů, který má stejný půdorysný tvar vyznačující se zploštěním ve vrcholové části. Meandr Osypané břehy se však liší v tom, že část jeho konkávního břehu tvoří vysoká nátrž v písečné duně. Výška meandrového

oblouku je v případě prvního referenčního meandru 240 m, u odškrceného meandru 315 m a u druhého referenčního meandru (Osypané břehy) 340 m.

Břehové profily na konkávních odškrceného a aktivního (referenčního) meandru byly zaměřeny měrnou láť a sklonoměrem. Za účelem zachycení geomorfologické změny konkávního břehu byl pak testován rozdíl ve sklonu břehových profilů u obou meandrů. Referenční meandr se nachází bezprostředně po proudu za meandrem Osypané břehy. Dále bylo provedeno v odškrceném meandru a jeho blízkém okolí mapování vegetačních jednotek. Mapování vycházelo z fyziognomie porostů a bylo založeno především na zastoupení dominantních druhů dřevin, stáří porostu a vztahu k fluviálním tvarům. Pro vybrané vegetační jednotky byly ve čtvercích o ploše 25 m² zaměřeny výčetní tloušťky všech dřevin, změřena průměrná výška porostu a vypočtena porostní hustota. Z kmene nejstarších dřevin (s největšími výčetními tloušťkami) byla pomocí přírůstkového vrtáku odebrána jádra, na kterých byly počítány letokruhy. To umožnilo stanovit maximální stáří porostu a časově zařadit počátky sukcese dřevin na nově obnažených površích v meandru. Dendrochronologické datování bylo provedeno v mladých porostech na zarůstajících březích a aluviálních zátkách.

Geomorfologické změny

Při odškrcení meandru v březnu 2006 došlo ke zkrácení aktivního koryta Moravy o 880 m. Šířka koryta Moravy se v tomto území pohybuje nejčastěji v rozmezí od 60



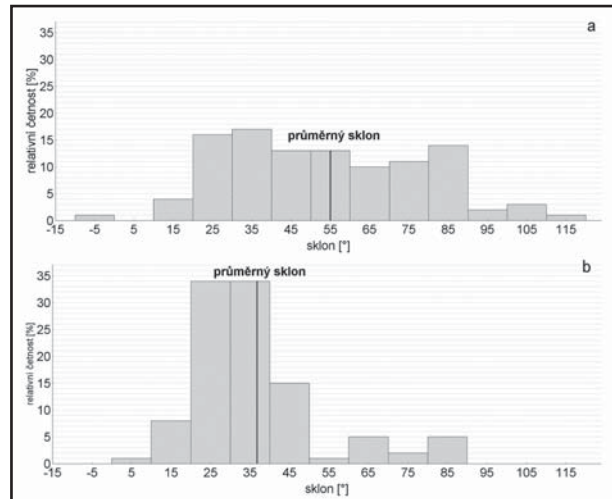
Obr. 2: Podélný profil a příčné profily odškrceným meandrem. Z profilů je možné si udělat představu o mocnosti a prostorové distribuci sedimentů nanesených do říčního jezera po odškrcení. Legend: 1 – příčný profil odškrceným meandrem; 2 – příčný profil referenčním meandrem č. 1; 3 – příčný profil referenčním meandrem č. 2.

Fig. 2: Longitudinal profile and cross-sections through the ox-bow lake. Profiles may be used for estimate of the depth and spatial distribution of sediments deposited after the cut-off. Legend: 1 – cross-section of the cut-off meander; 2 – cross-section of the reference meander no. 1; 3 – cross-section of the reference meander no. 2.

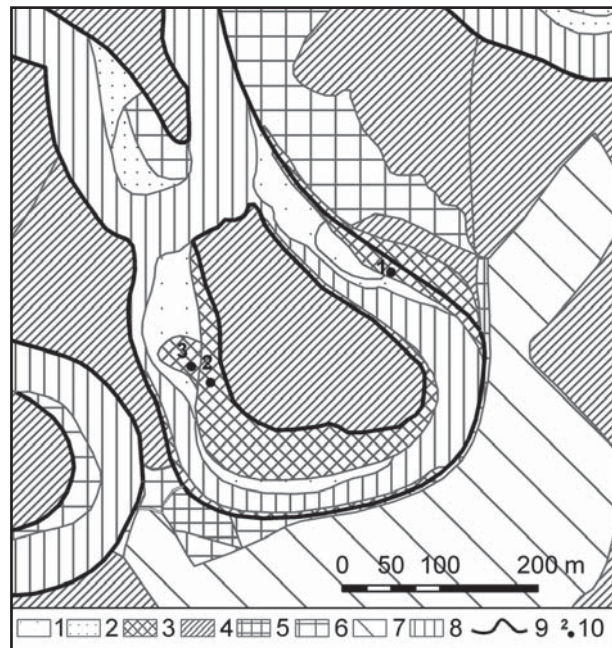
do 80 m. Na obrázku 2 je znázorněn podélný profil odškraceným meandrem a porovnání příčných profilů odškraceného a dvou aktivních meandrů. Na podélném profilu jsou dobře patrné aluviální zátky ve vtokové a výtokové části. Zátka se zformovaly již během roku 2006 a v témže roce započala jejich kolonizace dřevinami (obr. 1 a 5). Zátka na vtoku má dnes délku cca 230 m, zátka na výtoku je kratší, její délka dosahuje pouze cca 120 m. Zátka dnes zaujímají cca 22,5 % plochy dna meandru. Bezprostředně za vtokovou zátkou následuje nejhlubší místo jezera. Půdorysný tvar meandru dosáhl před odškracením pokročilého stupně vývoje, kdy se v jeho vrcholové části vyvinul přímý segment koryta. Z tohoto důvodu meandr postrádal tůň ve vrcholové části a nejhlubší místa (tůň) byla posunuta do ohybů (rohů) zákrutu blíže inflexním bodům. Jedna z tůň je dosud zachována jako nejhlubší místo za vtokovou zátkou, druhá, ve výstupní větvi meandru, již byla vyplněna sedimenty. Výškový rozdíl dna mezi nejhlubším místem a povrchem vyšší, výtokové zátky je cca 3,5 m. Existence zátky jak na vtoku, tak na výtoku indikuje, že voda za povodní natéká do meandru z obou stran. Úhel, který svírá aktivní koryto s nátokem do meandru je pouze 24°. To podporuje vřhání vody do vtokové části meandru za povodní a projevuje se tím, že zátka na vtoku je výrazně delší než výtoková zátka.

Příčné profily byly situovány ve víceméně rovnoměrných rozestupech podél meandrové smyčky (2 v inflexních bodech, 1 na vrcholu a 2 mezi vrcholem a inflexními body). Porovnáním hloubek mezi aktivními meandry a odškraceným meandrem je zhruba možné odhadnout mocnost sedimentů akumulovaných od roku 2006. Aluviální zátka jsou vyvinuty zhruba v inflexních bodech meandru. Inflexní body meandrů se obecně vyznačují přítomností mělkého, brodového úseku, vrcholy meandrů zase přítomností tůň. Z komparace příčných profilů položených na inflexních bodech vyplývá, že maximální mocnost sedimentů se nejspíše pohybuje v intervalu 2,5 až 4,5 m na vstupní zátce a 3,5 až 4,5 m na výstupní. V profilu situovaném ve vrcholu meandru leží odhadovaná maximální mocnost nanesených sedimentů v intervalu 2,5 až 4 m. Odhadované maximální mocnosti nanesených sedimentů v prostoru mezi inflexními body a vrcholem (rozích) dosahují ve vstupní větvi 2 m, ve výstupní větvi pak 2,5 až 4 m. Uvedené mocnosti představují maximální předpokládané hodnoty, průměrná hodnota mocnosti nanesených sedimentů je menší.

Další změnou, která probíhá na odškraceném meandru, je transformace morfologie břehů, ke které dochází v důsledku změny režimu geomorfologických procesů. V době, kdy byl meandr trvale protékán, docházelo k podkopávání konkávního břehu boční erozí a jeho opakovanému zpříkřování. Po ukončení průtočnosti svahová modelace zmenšuje sklon břehového svahu, břeh ustupuje a materiál břehu je snášen na dno meandru. Dále dochází ke změnám konvexního (jesepního) břehu, kde pokračuje jeho vývoj podobným způsobem jako před odškracením. Jesepní břeh dále narůstá v důsledku přínosu plavenin za povodní a prograduje směrem do středu koryta. V důsledku toho se koryto zužuje, protože protilehlý výsepní břeh již není posouván břehovou erozí. Původní laterální akreci jesepního břehu tedy po odškracení vystřídala



Obr. 3: Rozdělení četností sklonu břehu na konkávních (nárazových) březích aktivního meandru (a) a odškraceného meandru (b). Záporné sklony označují břehové segmenty s protisklonem, sklony větší než 90° označují převislé břehové segmenty.
 Fig. 3: Relative frequency of bank gradient along the concave banks of an active (a) and cut-off meander (b). Negative gradient designates the bank segment with reversal bank dip, gradient exceeding 90° designates overhanging bank segments.



Obr. 4: Schematizovaná mapa biotopů, které se nacházejí v prostoru odškraceného meandru a v jeho okolí. Legenda: 1 – bahňité říční náplavy, 2 – bylinné porosty zaplavovaných jesepních lavic, 3 – vrbové křoviny hlinitých a písčitých náplavů, 4 – měkké luhy nížinných řek, 5 – křoviny s ruderálními a nepůvodními druhy, 6 – ruderální bylinná vegetace mimo sídla, 7 – trvalé zemědělské kultury, 8 – vodní plochy, 9 – břehová hrana, 10 – místo měření porostních hustot.

Fig. 4: Schematic map of habitats which are present in the area of cut-off meander and its surroundings. Legend: 1 – muddy fluvial sediments, 2 – herbaceous vegetation of frequently inundated point bars, 3 – willow shrubs on muddy and sandy sediments, 4 – soft floodplain forest of lowland rivers, 5 – shrubs with ruderal and alien species, 6 – ruderal herbaceous vegetation out of settlements, 7 – permanent agricultural land, 8 – water bodies, 9 – bank line, 10 – location of tree density measurements.

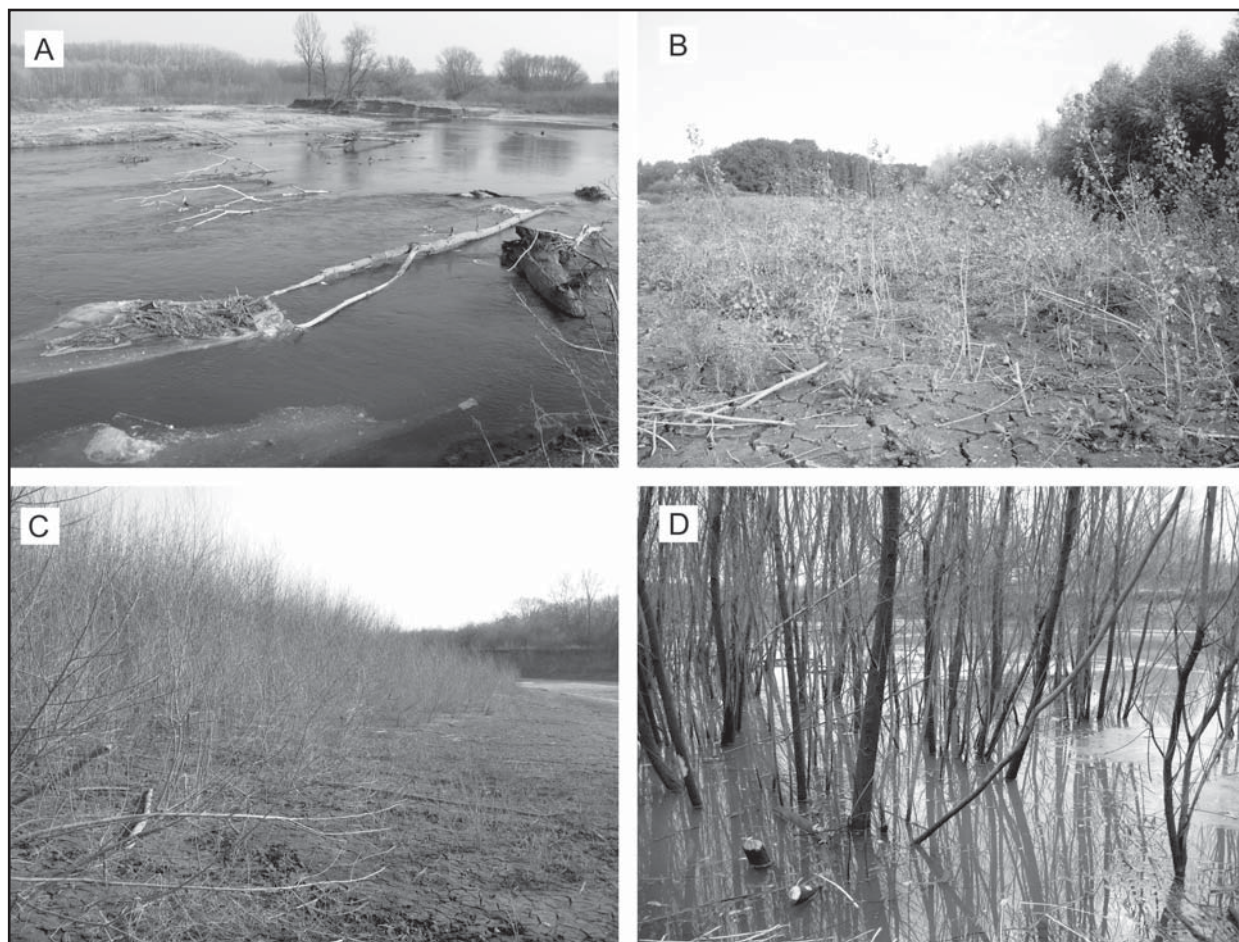
vertikální akrece. Pro postižení míry geomorfologické transformace konkávního břehu v době po odškracení byly porovnány sklony břehu odškraceného meandru s aktivním meandrem situovaným po proudu od meandru Osypané břehy. Průměrné sklony konkávních břehů odškraceného a referenčního meandru byly vypočítány ze 105 naměřených hodnot.

Při pohledu na rozdělení četností sklonu břehu je patrné, že za pět let po odškracení došlo ke snížení průměrného sklonu konkávního břehu přibližně z 55° na 36° (obr. 3). Z histogramů je rovněž zřetelně patrné, že hodnoty sklonu břehu mají u aktivního meandru zhruba o 1/3 větší rozptyl než u odškraceného meandru. Rozdíl ve sklonu odškraceného a referenčního meandru je statisticky významný (Mann-Whitneyův test, $p < 0,01$). U odškraceného meandru dochází postupně ke zmenšování variability sklonu s tím, jak se sklon břehového svahu přibližuje úhlu vnitřního tření břehového materiálu. Rozptyl hodnot je větší u aktivních meandrů, protože boční erozí disturbované

břehy zpravidla mají jak kolmé a převísle segmenty, tak segmenty s malým sklonem vázané na úpatní akumulace nátržových sesuvů. Úpatní akumulace sesuvů mají běžně i protiklonné segmenty.

Sukcese dřevinné vegetace

Změna geomorfologického režimu po odškracení znamenala rovněž změněné podmínky pro sukcesi dřevinné vegetace. Především ustaly disturbance některých geomorfologických procesů – boční eroze na konkávním břehu, laterální akrece hrubozrnnějších splavenin na konvexním břehu – které znemožňovaly nástup dřevin. Dále vznikly některé nové relativně stabilní povrchy. Mezi stanoviště nově kolonizovaná dřevinnou vegetací patří: břehové nátrže konkávních i přímých břehů, jesešní lavičky, povrch aluviálních zátek. Obrázek 4 znázorňuje prostorové rozšíření jednotlivých typů biotopů v prostoru říčního jezera a jeho nejbližšího okolí; nomenklatura bitopů vychází z práce Chytrý et al. (2001). Břehové nátrže jsou



Obr. 5: Geomorfologické a vegetační prvky v prostoru odškraceného meandru. A – po odškracení meandru se v prostoru původní šíje vyvíjí nový zákrut, patrný je novotvořený jeseš, stromy v korytě pocházejí z akcelerované břehové eroze, B – povrch vtokové aluviální zátky je kolonizován rozvolněným porostem topolů, C – jesešní břeh odškraceného meandru přirůstá směrem do středu koryta v důsledku přínosu plavenin za povodní, nově vznikající kalový povrch je rychle kolonizován vrbami, D – zaplavená vrbina, která přesahuje ze břehu na povrch vtokové zátky, sukcesi dřevin částečně brzdí kácivá činnost bobra.

Fig. 5: Geomorphological and vegetation features of the ox-bow lake. A – new meander neck is clearly visible, trees in the channel comes from the accelerated bank erosion, B – surface of the alluvial plug is colonized by poplars, C – point bar of the cut-off meander grows towards the channel due to sedimentation of muddy sediments, muddy surfaces are rapidly colonized by willows, D – flooded willow stand which extends from bank to the surface of the alluvial plug, succession of trees is partly inhibited by beaver herbivory.

dnes zarostlé rozvolněným nebo souvislým porostem vrb. Ke kolonizaci nátrží přispělo i zmírnění jejich sklonu svahovou modelací v době po odškrvení, zcela zmizely převislé segmenty břehů. Jesepní břeh zarůstá vrbovým porostem, který se rychle rozšiřuje na nové kalové povrchy s tím, jak se jesep rozrůstá depozicí povodňových plavenin. Rozrůstání vrbového porostu směrem do jezera je dobře patrné i podle výšky porostu; výška (stáří) dřevin se zmenšuje směrem do koryta na nedávno obnaženém povrchu (obr. 5).

Sukcese dřevin nastala také na povrchu aluviálních zátek. Na vstupní zátce se vytvořil rozvolněný topolový porost, na výstupní zátce vznikl více zapojený vrbový porost. Nejvyšší část povrchu zátek je bez dřevinné vegetace s dominancí rdesna obojživelného (*Persicaria amphibia*) s příměsí laskavce ohnutého (*Amaranthus retroflexus*). Sukcese dřevin probíhá v nižších částech zátek, v prostoru který má poměrně vysokou frekvenci zaplavování. Synuzii podrostu tvoří na zátkách v porostech dřevin několik litorálních druhů bylin (většinou r-stratégové); jedná se např. o merlík celokrajný (*Chenopodium integrifolium*), vrbinu obecnou (*Lysimachia vulgaris*), dvouzubec trojdílný (*Bidens tripartita*), pryskyřník zlatožlutý (*Ranunculus auricomus*), protěž bažinnou (*Gnaphalium uliginosum*), karbinec evropský (*Lycopus europeus*), řeřišnici bahenní (*Cardamine dentata*), šťovík tupolistý (*Rumex obtusifolius*), rukev obojživelnou (*Rorripa amphibia*), rozrazil potoční (*Veronica baccabunga*) a jednoho blíže neurčeného zástupce rodu sítina (*Juncus* spp.). Dřeviny kolonizují zátky v obou případech na straně odvrácené od aktivního koryta Moravy, ve více chráněné zóně přiléhající k říčnímu jezeru.

Porostní hustoty byly zjišťovány na třech plochách: zapojený vrbový porost na rozhraní vtokové zátky a levého břehu (plocha 1), zapojený vrbový porost v koncové části jesepního břehu (plocha 2), vrbový porost na výstupní zátce (plocha 3) (obr. 4). Na ploše 1 bylo zaznamenáno 2,4 jedinců vrby na 1 m², průměrná výčetní tloušťka dosahovala hodnoty 25 mm, maximální zaznamenaná výčetní tloušťka byla 118 mm. Dendrochronologické datování naznačuje, že jedinci s výčetní tloušťkou více než 90 mm začali růst již v roce 2006. Na ploše 1 (25 m²) se vyskytují pouze dva jedinci přesahující tuto tloušťku. Na ploše 2 bylo zaznamenáno 2,6 jedinců vrby na 1 m², průměrná výčetní tloušťka dosahovala hodnoty 17 mm, maximální zaznamenaná výčetní tloušťka byla 157 mm. Na ploše 3 byl zaznamenán 1 jedinec vrby na 1 m², průměrná vý-

četní tloušťka dosahovala hodnoty 32 mm, maximální zaznamenaná výčetní tloušťka byla 95 mm. Významným činitelem ovlivňujícím dynamiku sukcese dřevin je také kácivá činnost bobra; zejména bylo významně potlačeno odrůstání topolů na vtokové zátce. Z dendrochronologického datování vyplývá, že kolonizace břehů a aluviálních zátek vrbami a topoly nastala téměř okamžitě již v roce 2006. Nejstarší dřeviny se nachází na březích a na výtokové aluviální zátce. Největší soubor datovaných dřevin pochází z topolového porostu na vtokové zátce, která byla kolonizována dřevinami o něco později. Datováno zde bylo celkem 30 topolů; tři jedinci vyklíčili v roce 2007, shodně po devíti jedincích pak v letech 2008, 2009 a 2010.

Závěr

Odškrvený meandr Moravy v blízkosti lokality Osypané břehy v oblasti Strážnického Pomoraví prodělal za pět let po odškrvení značné morfologické i vegetační změny. Vzniklé říční jezero je dosud napojeno na aktivní tok a prochází fází poměrně rychlého zanášení suspendovaným materiálem (plaveninami), který se do jezera dostává za vyšších vodních stavů na aktivním toku. Povrchová hydraulická spojitost jezera s řekou nastává již od průtoku cca 40 m³.s⁻¹, nicméně s výjimkou větších povodní je cirkulace vody v jezeře velmi pomalá. Maximální mocnost sedimentární výplně jezera byla odhadnuta pomocí batymetrie na základě analogie s meandry v okolí. V prostoru aluviálních zátek na vtoku a výtoku se mocnost sedimentů nejspíše pohybuje v rozmezí 2,5 až 4,5 m, na vrcholu meandru pak může dosahovat 4 m. Nově obnažené povrchy (aluviální zátky, původní dno koryta) a povrchy, které přestaly být disturbovány fluviálními procesy (břehy), byly kolonizovány porosty vrb a topolů. Největší rozvoj vrbových porostů nastal na jesepní lavici, která se nadále rozšiřuje sedimentací plavenin za povodní.

Poděkování

Za GPS zaměření dna odškrveného meandru děkujeme Andrejovi Škrinárovi (Slovenská technická univerzita, Bratislava). Za determinaci rostlinných druhů děkujeme Libuši Vodové (Masarykova univerzita, Brno). Příspěvek byl zpracován za finančního přispění Grantové agentury AV ČR (projekt „Vztahy mezi klimatem, antropogenní činností a erozí krajiny zaznamenané v přírodních archivech Strážnického Pomoraví (ČR)“, č. IAAX00130801) a Grantové agentury ČR (projekt „Environmentální význam mrtvého dřeva v říčních ekosystémech“, č. 205/08/0926).

Literatura

- Brázdil, R. – Kirchner, K. (eds) (2007): Vybrané přírodní extrémny a jejich dopady na Moravě a ve Slezsku. – MU, ČHMÚ, Ústav geoniky AV ČR, v. v. i., Brno, Praha, Ostrava, 1–431.
- Brázdil, R. – Máčka, Z. – Řezníčková, L. – Soukalová, E. – Dobrovolný, P. – Grygar, T. (v tisku): Floods and floodplain changes of the River Morava, the Strážnické Pomoraví region (Czech Republic) over the past 130 years. – *Hydrological Sciences Journal*.
- Grygar, T. – Světlík, I. – Lisá, L. – Koptíková, L. – Bajer, A. – Wray, D. S. – Ettler, V. – Mihaljevič, M. – Nováková, T. – Koubková, M. – Novák, J. – Máčka, Z. – Smetana, M. (2009): Geochemical tools for the stratigraphic correlation of floodplain deposits of the Morava River in Strážnické Pomoraví, Czech Republic from last millennium. – *Catena*, 80, 106–121.
- Havlíček, P. – Kučera, Z. – Vachek, M. (2008): Přírodní park Strážnické Pomoraví: Osypané břehy – zkrácení toku. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2007*, 91–92.
- Chytrý, M. – Kučera, T. – Kočí, M. (eds.) (2001): Katalog biotopů České republiky. AOPK, Brno, 1–304.
- Kirchner, K. – Nováček, V. (1991): Hodnocení fyzickogeografických poměrů údolní nivy Moravy u Strážnice. – *Geografický ústav ČSAV, Brno, Geografie – teorie a výzkum*, 13, 1–32.

PUKLINOVÁ STAVBA SPRAŠÍ NA VYBRANÝCH LOKALITÁCH JIŽNÍ MORAVY

Joint patterns in loess complexes at the selected localities from the Southern Moravia

Lukáš Maňák, Rostislav Melichar

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: Lukas.Manak@seznam.cz

(24-34 Ivančice, 34-12 Pohořelice, 34-13 Dyjákovice, 34-21 Hustopeče)

Key words: joint, loess, Quaternary, southern Moravia

Abstract

This article represents a view of joint patterns from loess in the South Moravia. The aim of this study was to determine whether the loess in southern Moravia is tectonically affected. This study covers an area between Brno and Znojmo. In this territory, joint orientation patterns in loess were obtained and subsequently plotted to azimuthal projection. Based on the orientation data we can conclude that joints in loess originated as a result of volume change and/or as a result of soil creep. Tectonic influence was excluded.

Úvod

Studie byla zaměřena na možnost nalezení indikátorů kvartérních tektonických pohybů. Jako nejvhodnější se jevíly sprašové horniny, které mají dostatečně pevnou stavbu, aby se v nich mohly tyto indikátory zachovat. Spraše mají běžně vyvinutý strmý puklinový systém, jehož orientace by mohla ukazovat na původ těchto puklin. Zároveň jsou na jižní Moravě spraše hojně rozšířeny v oblastech s různou tektonickou pozicí (fundament Českého masivu, karpatská předhlubeň, vněkarpatský flyš), takže by mohly být nalezeny i doklady, které by byly vázány pouze na některé podklady. Z hlediska rozsahu výskytu byly zvoleny výskytu rozsáhlé i drobné, s velkými i malými mocnostmi spraší, vždy však takové, aby bylo možno změřit orientaci puklinového systému. V rámci studovaného území mezi Brnem a Znojmem byly vytipovány a zpracovány následující lokality: Brno-Červený kopec, Brno-Štýřice, Brno-Bohunice, Horní Heršpice, Nebovidy, Modřice, Ledce, Židlochovice, Krumvíř, Dolní Věstonice, Pálavské vrchy, Miroslav, Tasovice. Poloha lokalit je zobrazena na obr. 1. Cílem práce bylo zjistit, zda pukliny pozorované ve sprašových stěnách jsou tektonického nebo jiného původu.

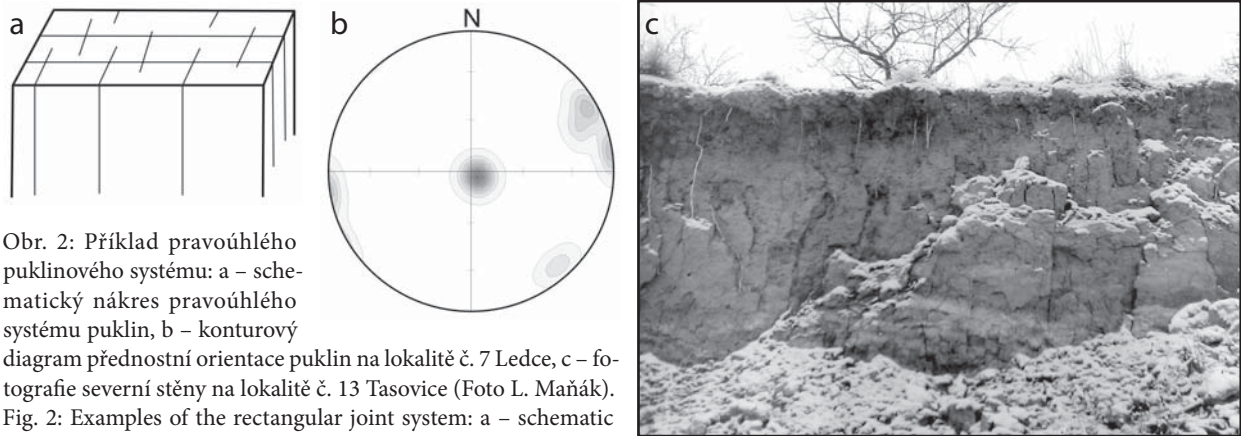
Použitá metodika

Terénní práce byly prováděny v sezóně 2008 a 2009. Pozice lokalit byla určena pomocí GPS navigace. Na každé lokalitě byla otestována přítomnost karbonátu zředěnou



Obr. 1: Schematická geologická mapa jižní Moravy s vyznačením polohy studovaných lokalit s jednotlivými diagramy přednostní orientace puklin: 1 – Brno-Bohunice, 2 – Brno-Červený kopec, 3 – Brno-Štýřice, 4 – Horní Heršpice, 5 – Nebovidy, 6 – Modřice, 7 – Ledce, 8 – Židlochovice, 9 – Krumvíř, 10 – Dolní Věstonice, 11 – Pálavské vrchy, 12 – Miroslav, 13 – Tasovice.

Fig. 1: Schematic geological map of South Moravia with numbers of sites under study and with preferred orientation of joints in azimuthal plots. 1 – Brno-Bohunice, 2 – Brno-Červený kopec, 3 – Brno-Štýřice, 4 – Horní Heršpice, 5 – Nebovidy, 6 – Modřice, 7 – Ledce, 8 – Židlochovice, 9 – Krumvíř, 10 – Dolní Věstonice, 11 – Pálavské vrchy, 12 – Miroslav, 13 – Tasovice.



Obr. 2: Příklad pravoúhlého puklinového systému: a – schematický náčrt pravoúhlého systému puklin, b – konturový diagram přednostní orientace puklin na lokalitě č. 7 Ledce, c – fotografie severní stěny na lokalitě č. 13 Tasovice (Foto L. Maňák).
 Fig. 2: Examples of the rectangular joint system: a – schematic drawing of a rectangular joint system, b – contour diagram of the preferred orientation of joints at the site No. 7 Ledce, c – view of the northern wall at the site No. 13 Tasovice (Photo by L. Maňák).

HCl, neboť obsah karbonátu by mohl ovlivňovat pevnostní charakteristiky. Dále byla geologickým kompasem měřena orientace minimálně deseti puklin. Data byla zaznamenávána spádníkovým systémem ve stupních. Ohled byl brán na pozici a přístupnost puklin, a také na jejich velikost. V rámci statistického zhodnocení byla data převedena do programu SpheriStat, kde byly zhotoveny konturové diagramy v rovnoploché azimutální projekci na spodní polokouli. Pro vyhodnocení byly sledovány směry přednostní orientace, vzájemné vztahy puklinových systémů a vztahy k podloží, popř. k charakteristice terénu. Úplný soubor vstupních dat lze najít v bakalářské práci Maňáka (2010b). Na základě vyhodnocení dat byly vyčleněny dva typické obrazy puklinové stavby ve spraších: pravoúhlý systém a systém polygonální.

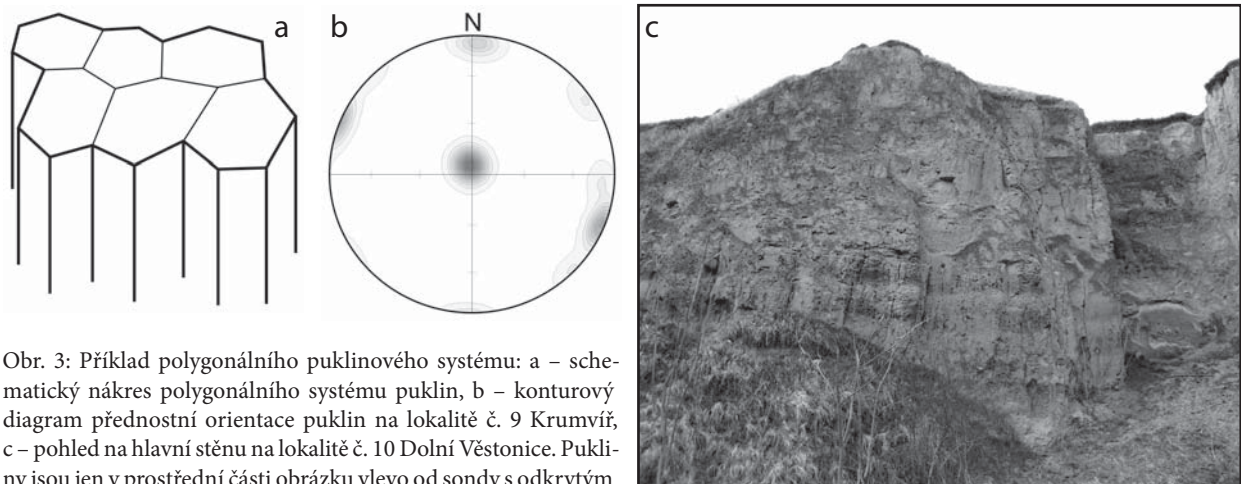
Pravoúhlý puklinový systém

Charakteristickým znakem pravoúhlého puklinového systému jsou dva zhruba kolmé systémy strmých puklin (obr. 2a), které se v azimutálních projekcích projevují dvěma velkými skupinami pólů při obvodu diagramu (obr. 2b). U studovaných lokalit byla zpravidla hlavní stěna odkryvu přímo tvořena dominantně jedinou puklinou jednoho ze

systémů, takže tato puklina pronikala celou viditelnou částí sprašového tělesa. Kolmo na tuto hlavní puklinu byly zpravidla pozorovány další příčné pukliny menších rozměrů, které celé těleso dělily na pomyslné pravoúhlé kvádry (obr. 2c). Přednostní orientace odkryvů paralelně s jedním puklinovým systémem je příčinou nestejně velikosti obou maxim v diagramech a dobrým poznávacím znakem tohoto systému i v případě, že nebyl zachycen systém příčný. Hustota puklin pravoúhlých systémů byla často ve srovnání s polygonálním systémem výrazně větší. Pravoúhlý systém byl zjištěn na lokalitách Tasovice, Štýřice, Nebovidy, Miroslav, Židlochovice, Horní Heršpice a Ledce, tj. na lokalitách s menší mocností spraše, které leží převážně na fundamentu Českém masivu.

Polygonální systém

U polygonálního systému (obr. 3a) jsou póly ploch puklin v diagramu rozmístěny po obvodu a tvoří zpravidla tři maxima vzájemně otočená o zhruba 60° (obr. 3b). Takto rozmístěné pukliny způsobují na libovolně orientované stěně její nerovnou, zalamanou morfologii (obr. 3c). Zároveň člení těleso spraše na poměrně široké polygonální sloupce. Pukliny patřící k tomuto typu systému mají často



Obr. 3: Příklad polygonálního puklinového systému: a – schematický náčrt polygonálního systému puklin, b – konturový diagram přednostní orientace puklin na lokalitě č. 9 Krumvíř, c – pohled na hlavní stěnu na lokalitě č. 10 Dolní Věstonice. Pukliny jsou jen v prostřední části obrázku vlevo od sondy s odkrytým profilem (Foto M. Ivanov).
 Fig. 3: Examples of the polygonal joint system: a – schematic drawing of polygonal joint system, b – contour diagram of the preferred orientation of joints at the site No. 9 Krumvíř, c – view of the main wall at the site No. 10 Dolní Věstonice. Joints are only in the middle part of the figure, to the left of the exposed profile (Photo by M. Ivanov).

hladký, téměř lesklý povrch. Polygonální puklinový systém byl zjištěn na lokalitách Krumvíř, Dolní Věstonice, Pavlovské vrchy, Modřice a Brno-Červený kopec, tedy hlavně na lokalitách s rozsáhlejším tělesem spraší o větší mocnosti a zpravidla s nezpevněným podložím, jako jsou např. jíly a písky v karpatské předhlubni a v Západních Karpatech.

Diskuze

Na základě publikovaných údajů o puklinových stavbách mladých sedimentů (např. Hancock, 1997) a dalších i vlastních teoretických úvah lze předpokládat, že pukliny ve spraších mohou vznikat čtyřmi způsoby: neotektonickými deformacemi, prokopíváním z fundamentu, svahovými pohyby a nebo objemovými změnami (souhrn viz Maňák 2010a). Zatímco první tři ze jmenovaných možností vedou k výrazné přednostní orientaci systému puklin (zpravidla pravouhlého), poslední genetický typ má spíše všesměrnou stavbu. Z výsledků je zřejmé, že ve studovaném území byly nalezeny oba typy puklinových vzorů.

Polygonální systém nevykazuje výraznou směrovou orientaci, jeho pukliny jsou v podstatě náhodně orientované, i když lokálně ukazují šesteréčnou symetrii. Geneticky jej lze tedy přirovnat spíše k puklinovému systému sloupcovité odlučnosti vulkanitů nebo k systému bahenních prasklin. Lze tedy předpokládat, že tento systém vzniká v důsledku objemových změn ve spraších podobně jako výše uvedené analogické struktury a tektonický původ těchto puklin lze vyloučit. Skutečnou příčinou vzniku polygonálního systému může být kolísání obsahu vody, popřípadě redistribuce karbonátů v rámci sprašového tělesa.

Pravouhlý systém je výrazně orientovaný, pro vysvětlení jeho vzniku můžeme tedy uvažovat o neotektonických deformacích, o prokopívání z fundamentu nebo o projevech svahových pohybů. Neotektonická deformace by vyžadovala, aby orientace puklin ve spraších byla na různých lokalitách shodná. To však nebylo pozorováno, takže vznik neotektonickými silami lze zřejmě vyloučit. Na brněnském masivu jsou sice náznaky takové orientace, ale není pravděpodobné, že tyto systémy vznikly neotektonicky, protože lokality v Karpatech tuto orientaci nejeví, ačkoliv Karpaty byly mladými pohyby postiženy více. Tektonickému rozpukání spraší brání jejich často nepevný podklad (staré zvětraliny, svahoviny, terasové sedimenty), který není schopen přenosu střížného napětí.

Další možností vzniku je prokopívání z fundamentu. Ani tato varianta se zřejmě neuplatnila. Na lokalitách Nebovidy a Brno-Štýřice bylo možno přímo sledovat vztah spraší a jejich podloží, kdy pukliny nejsou z podloží průběžné, ale ve spraších jsou vyvinuty odděleně od podloží. Na těchto lokalitách je tedy evidentní, že se pukliny z podloží neprokopívávají. Prokopívání puklin zde limituje měkký podklad spraší, který není schopen přenášet případný pohyb v úzké zóně pukliny. Lze předpokládat, že i na ostatních lokalitách tomu je podobně.

Posledním možným mechanismem vzniku puklin v pravouhlém systému jsou svahové pohyby. Pro toto porovnání bylo důležité zjistit, zda úklon svahu nějak souvisí s orientací puklin. Pro zjištění úklonu byla užitá turistická topografická mapa, z níž byl určen generální směr sklonu svahu podle vrstevnic, a pak byl porovnáván s fotodokumentací a azimutálními diagramy. Při srovnání se ukázalo, že jeden z puklinových systémů (příčný) je vždy paralelní se směrem sklonu svahu, zatímco druhý (hlavní) je paralelní se směrem vrstevnic. Svahový původ pravouhlého systému tedy považujeme za prokázáný.

Závěr

Studované puklinové systémy ve spraších regionu jižní Moravy nemají neotektonický původ. Nevznikly ani v důsledku deformací působením regionálního napjatostního pole, ani prokopíváním puklinových systémů z podloží. Hlavní příčinou je zřejmě pevnostní oddělení „pevného“ podloží od slabě zpevněného tělesa spraší pevnostně oslabenou polohou sypaných kvartérních uloženin či zvětralin.

Původ puklinové stavby spraší lze hledat spíše v exogenních procesech. Prvním z procesů jsou svahové pohyby tam, kde poměrně málo mocná vrstva spraší leží na zřetelně ukloněném podložím. Pak se vytváří pravouhlá puklinová síť respektující orientaci svahu. Tento vzor je typický pro „zaváté“ svahy Českého masivu. Druhým procesem jsou objemové změny, které se uplatnily zejména v rozsáhlých mocných sprašových tělesech ležících zpravidla v rovinných terénech. Tato svahová neorientovanost pak vedla k vytvoření polygonální puklinové sítě.

Literatura

- Hancock, P. L. (1997): Neotectonic loess fractures in Omaha region. – Dostupné na: <http://maps.unomaha.edu/Maher/loess/>.
 Maňák, L. (2010a): Rešerše k bakalářské práci Tektonické postižení spraší na vybraném území spraší jižní Moravy. – MS, rešerše k bakalářské práci, MU Brno.
 Maňák, L. (2010b): Puklinová stavba spraší na vybraných lokalitách jižní Moravy. – MS, bakalářská práce, MU Brno.

NEOGENNÍ SEDIMENTY KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ VE VRTECH P1, P2 A M1 ČERNOVICE

Neogene deposits of the Carpathian Foredeep in the drill holes P1, P2 a M1 Černovice

Slavomír Nehyba¹, Pavla Tomanová Petrová², Petra Jakobová³, Otakar Krásný³

¹ Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz

² Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: pavla.petrova@geology.cz

³ Arcadis Geotechnika a. s., Šumavská 33, 602 00 Brno; e-mail: krasny@geotechnika.cz

(24-43 Šlapanice)

Key words: Carpathian foredeep, Karpatian, Lower Badenian, depositional environment

Abstract

Karpatian and Lower Badenian deposits were newly exposed by a series of wells in the area of Černovice. Lower Badenian deposits ("Brno sands") were interpreted as deposits of coarse-grained delta. The source area was the "passive" basin margin (the European platform, Brno Massif). The Karpatian strata represent deposits of the inner and outer shelf zone. The source area was the "active" foredeep margin (the Outer Carpathian thrust front).

Úvod

Stavební aktivita přináší množství průzkumných geologických prací. V některých případech jsou tak odvrtny relativně hluboké vrty. Taková situace nastala při stavebním průzkumu v prostoru tzv. černovických teras, kde bylo v roce 2009 odvrtno 6 inženýrsko-geologických sond do hloubky 28–60 m. Měli jsme možnost detailněji popsat 3 z těchto plně jádrovaných průzkumných děl, které umožnily detailnější poznání neogenních sedimentů v zájmové oblasti. Lokalizace zájmové oblasti i průzkumných děl je prezentována na obrázku 1. Litologický profil nejhlubším ze studovaných vrtů je na obrázku 2.

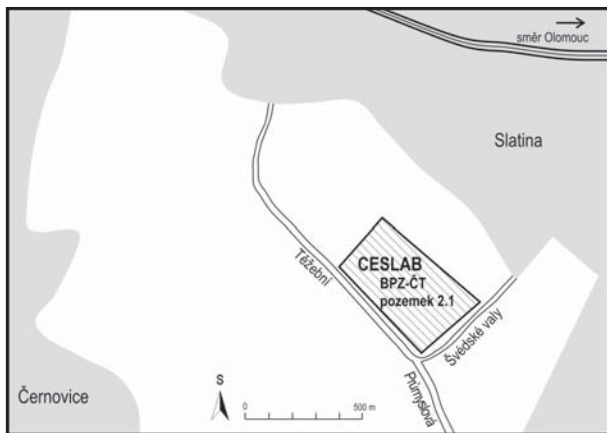
Nálezová situace

Nejvyšší partie vrtů tvořily navážky a kvartérní sedimenty (sprašové hlíny, sprašové hlíny s hojnými úlomky, fluvialní štěrky tuřanské terasy) o mocnosti 14–16 m. Velikost maximálních klastů byla přes průměr vrtu (nad 10 cm). Orientační petrografická analýza (1 vzorek) hrubé

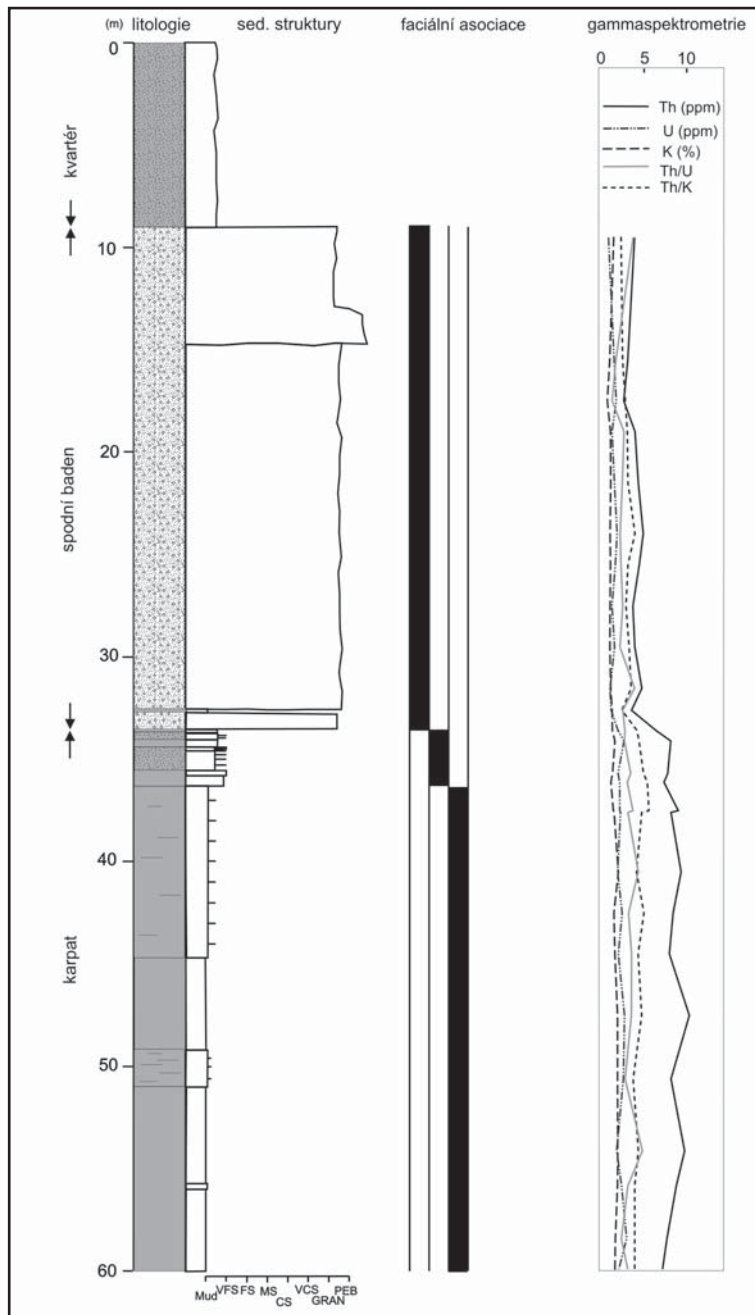
frakce (nad 4 mm) ukazuje na významnou přítomnost pískovců a drob (34,9 %), granitoidů (15,4 %), křemene (15,2 %), dále vápenců (5,4 %), metamorfítů (rul, svorů, kvarcitů a břidlic – 8,7 %), křemen-živcového agregátu (5,2 %). Klasty slepenců a rohovců jsou ojedinělé. Valouny jsou většinou polozaoblené či zaoblené.

V podloží pleistocenních fluvialních štěrků byly zjištěny neogenní sedimenty karpatské předhlubně. V rámci neogenních sedimentů byly vyčleněny tři faciální asociace.

Svrchní faciální asociaci představuje světle hnědý až žlutohnědý špatně vytríděný vápňitý písčité štěrk s hojnými valouny do 2 cm, lokálně středostrunný až hrubozrnný špatně vytríděný písek s občasnými valouny do 3 cm. Valouny jsou většinou polozaoblené, maximální velikost byla zjištěna 4 cm (výrazně méně než v nadloží). Písky jsou proměnlivě lokálně zpevněny. V rámci písků byly zjištěny jílovité závalky a poblíž báze až 5 cm mocné vložky šedo zeleného vápňitého prachovitého jílovce. Tyto sedimenty byly klasifikovány jako tzv. brněnské písky spodnobadenského stáří. Mocnost brněnských písků byla velmi proměnlivá od 1 do 18 m a charakteristická je jejich ostrá báze. Orientační petrografická analýza (10 vzorků) hrubé frakce (nad 4 mm) byla prováděna po 1,5–2 m. Výsledky ukázaly určité rozdíly v zastoupení jednotlivých hornin v různé metráži, nebyl však rozlišen jednoznačný trend změny. To lze spojit také s výraznými rozdíly ve velikosti zrn (písek-písek se štěrkem-písčité štěrk). Významná byla přítomnost křemene (25,0–41,7 %), pískovců (4,6–28,5 %), drob (1,0–16,6 %), granitoidů (1,0–26,5 %), vápenců (2,0–37,3 %), rul (1,0–8,7 %), svorů (1,0–16,6 %), rohovců (1,0–9,8 %) a křemen-živcového agregátu (1,0–22,2 %). Klasty slepenců, kvarcitů, amfibolitu, aplitu, arkóz a „sluňáků“ byly ojedinělé. Ve všech vzorcích byla určitá příměs jílovito-prachovitých intraklastů. Valouny jsou většinou poloostrohanné a polozaoblené, byly však



Obr. 1: Lokalizace zájmové oblasti.
Fig.1: Location of the area under study.



Obr. 2: Litologický profil vrtem P1 Černovice.
 Fig. 2: Lithological log of the well P1 Černovice.

zjištěny i dobře zaoblené a ostrohranné. Největší valouny ve vzorcích představovaly obvykle pískovce nebo vápence, ojediněle křemen a jejich velikost se pohybovala od 5 cm do 0,7 cm. Analýza průsvitných těžkých minerálů (3 vzorky, zrnitostní frakce 0,063–0,125 mm) dokladuje naprostou dominanci granátu (64,9–78,5 %). Významnější byla přítomnost staurolitu (5,2–8,4 %), zirkonu (1,7–8,4 %) a disthenu (3,5–6,2 %), ostatní minerály jako apatit, rutil, turmalín, anatas, zoisit-epidot, titanit, spinel, monazit a pyroxen byly přítomny méně často. Zastoupení velmi stabilních minerálů (zirkon, turmalín, rutil) představovalo 4,0–9,9 % a vždy dominoval zirkon. Písky obsahují početně chudé společenstvo foraminifer tvořené zejména mělkovodními bentosními druhy *Lenticulina inornata* (d'Orb.), *Asterigerinata planorbis* (d'Orb.), *Ammonia viennensis*

(d'Orb.), *A. beccarii* (L.), *Porosonion granosum* (d'Orb.), *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.), *Bathysiphon* sp., *Ammodiscus* sp., *Globigerinoides trilobus* (Rss.) a dalšími. Ve společenstvu se objevují i taxony z karpátu, např. *Uvigerina graciliformis* Papp et. Turn. (Petrová et al. 1998, Bubík – Petrová 2004). Schránky jsou obvykle špatně zachovalé s poškozenou skulpturací, dokládající horší depoziční podmínky prostředí.

V podloží brněnských písků byla zjištěna **střední faciální asociace** reprezentovaná střídáním lamin až 10 cm mocných vrstev světle žlutého, rezavě hnědého či světle hnědého, ve vyšších partiích středozrného až hrubozrného, k bázi jemnozrného až velmi jemnozrného vápnatého písku a světle žlutohnědého, žlutozeleného, světle šedého či zelenošedého jílovitého vápnatého prachovce jemně písčitého. Písek je relativně dobře vytríděn, ale v některých polohách byla zjištěna přítomnost klastů do 1 cm. Zvrstvení lze charakterizovat jako heterogenní mázdřité či čokkovité. Mocnější vrstvy pískovce pak vykazovaly čeřinové zvrstvení, vzácněji horizontální laminaci. Projevy bioturbace byly ojedinělé. V rámci prachovce naprosto dominuje jemná horizontální laminace. Mocnost této jednotky se pohybuje od 2,7 do 5,8 m. Bylo provedeno celkem 7 zrnitostních analýz (3 z písků a 4 z prachovců). Hodnoty střední velikosti zrna Mz se pro písky pohybuje od 0,05 do 0,14 mm a prachovce 0,012–0,023 mm. Koeficient vytrídění σI (Folk – Ward 1957) byl pro písky zjištěn v rozmezí 2,4–2,6 a pro prachovce v rozmezí 1,5–2,5. To vzhledem k použité technice měření (spodní hranice 0,04 μm) ukazuje na dobré i horší vytrídění. Vyhodnocené jemnozrné a velmi jemnozrné písky mají samozřejmě dominantní zastoupení písčité frakce (43,9–60,6 %), významný podíl frakce prachovité (27,5–37,0 %) a jílovité (11,9–19,1 %). V rámci prachovců pak na-

opak dominuje prachovitá frakce (70,6–80,9 %), významný je podíl frakce jílovité (15,0–19,1 %). Naopak zastoupení písčité frakce bylo proměnlivé (0–11,4 %) a ojedinělá byla přítomnost drobných klastů do 4 mm, která tvořila 0,3 %. Orientační petrografická analýza (3 vzorky) hrubé frakce (nad 4 mm) ukazuje dominanci vápence (31,6–50 %) nebo křemene (10,5–50 %). Ojediněle byl zjištěn také pískovec, rohovec, droba, křemen-živcový agregát, „sluňák“ a pelitické intraklasty. Maximální klasty o velikosti 0,6–1 cm tvořil křemen nebo vápenc. Klasty jsou obvykle poloostrohranné či polozaoblené. Analýza průsvitných těžkých minerálů (6 vzorků, zrnitostní frakce 0,063–0,125 mm) dokladuje naprostou dominanci granátu (67,0–72,8 %). Relativně stálá byla přítomnost apatitu (1,7–6,8 %), zirkonu (0,6–6,1 %) a rutilu (1,0–6,3 %). Velmi proměnlivé je

zastoupení staurolitu (1,0–16,7 %) a disthenu (3,9–27 %). Ostatní minerály jako turmalín, anatas, zoisit-epidot, monazit, spinel, titanit a andaluzit byly přítomny méně často. Zastoupení velmi stabilních minerálů (zirkon, turmalín, rutil) představovalo 3,9–13,1 % a dominoval zirkon nebo rutil. Prachovec obsahoval relativně bohaté společenstvo foraminifer, jejichž schránky jsou ve srovnání se schránkami ze spodní faciální asociace větší, poměrně dobře zachovalé, procentuální zastoupení planktonu i bentosu je v relativně vyrovnaném poměru. Druhy *Cassigerinella boudecensis* Pok. a *Uvigerina graciliformis* Papp et Turn. indikují zařazení společenstva ke karpátu. Prostředí sedimentace ve vyšším karpátu bylo pravděpodobně příznivější pro život oproti staršímu karpátu (jehož sedimenty byly zachyceny nejvíce vrtem P1), což dokládá vyšší diverzita společenstva, větší schránky a výrazně nižší zastoupení euryoxybiontních druhů a setkáváme se s tímto charakterem foraminiferové fauny i v literatuře (např. Petrová 2004, Cicha – Zapletalová 1974).

Spodní faciální asociaci tvoří světle zelenošedý, šedý až modrošedý vápnatý jílovitý prach až prachovitý jíl, dobře vytríděný. Charakteristická je jemná horizontální laminace, případně až střídání lamin či několik cm mocných poloh silněji prachovitých a světle jemně slídnatých a silněji jílovitých. V nejnižších partiích nejhlubšího vrtu P1 byla zjištěna relativně vyšší příměs jemně rozptýlené rostlinné hmoty. Bylo provedeno celkem 13 zrnitostních analýz. Hodnoty střední velikosti zrna Mz se pohybují od 0,006 do 0,024 mm, koeficient vytrídění σI pak v rozmezí 1,3–1,8. To vzhledem k použité technice měření (spodní hranice 0,04 μ m) ukazuje na dobré vytrídění sedimentu. Zastoupení prachovité frakce se pohybovalo od 58 do 80 %, jílovité frakce pak od 14,4 do 42,0 %. Písčítá frakce nebyla obvykle vůbec přítomna, ojediněle se její množství pohybovalo do max. 7,1 % (velmi jemnozrnný písek). Ojedinělá větší zrna (max. 3 mm) byla tvořena angulárními klasty granioidu a křemene. Analýza průsvitných těžkých minerálů (4 vzorky, zrnitostní frakce 0,063–0,125 mm) dokladuje dominanci granátů (31,0–59,5 %), méně často disthenu (0,7–50,6 %). Velmi proměnlivé je zastoupení staurolitu (1,3–25,8 %) i apatitu (1,3–19,1 %). Relativně stálá byla přítomnost amfibolu (2,4–9,7 %). Ostatní minerály jako turmalín, zirkon a zoisit-epidot byly přítomny méně často. Zastoupení velmi stabilních minerálů (zirkon, turmalín, rutil) bylo značně nízké tj. 0–2,4 %.

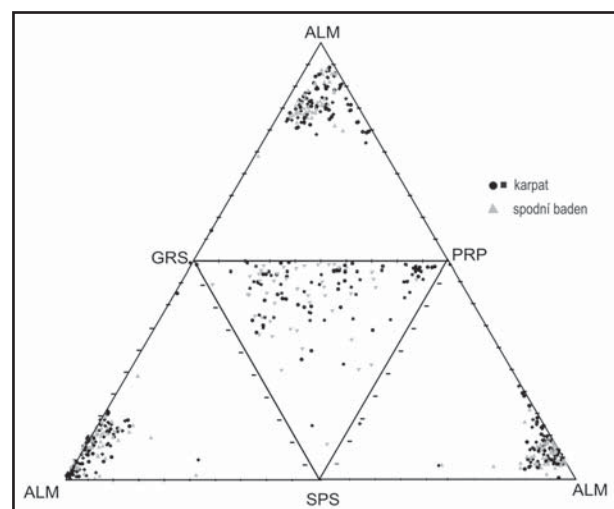
Pelity obsahují relativně bohatou, avšak nepřilíši diverzifikovanou foraminiferovou faunu. Ve společenstvu dominují planktonní druhy typické pro karpát – *Globigerina ottnangiensis* Rögl a *Cassigerinella boudecensis* Pok., dále *Globigerina praebulloide* Blow, *Tenuitellinata angustiumbolicata* (Bolli), *Globigerinella obesa* (Bolli), *Globigerinoides trilobus* (Rss.). Spolu s planktonem se nalézají i schránky bentosních druhů, obývajících prostředí vnějšího, popř. vnitřního šelfu, obvykle tolerující kolísající popř. nižší množství kyslíku ve vodě a běžně se vyskytující v karpátu Centrální Paratethydy (Nehyba – Petrová 2000, Petrová 2004). Jedná se o druhy *Bolivina dilatata* Rss., *B. antiqua* d'Orb., *Hoe-glundina elegans* (d'Orb.), *Globocassidulina oblonga* (Rss.), *Cassidulina laevigata* d'Orb., *Bulimina elongata* d'Orb., *B.*

schischkinskayae Sam., *B. striata* d'Orb., *Praeglobulimina pyrula* (d'Orb.), *P. pupoides* (d'Orb.), *Angulogerina* sp., *Nonion commune* (d'Orb.), *Stilostomella scabra* (Rss.), *Hansenisca soldanii* (d'Orb.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Pappina breviformis* (Papp et. Turn.) a další.

Výsledky laboratorního gammaspektrometrického studia (26 analýz) ukazují na výrazné změny obsahu přirozených radioaktivních prvků v rámci studovaného profilu neogenními sedimenty. V sedimentech karpátu byly zjištěny vyšší hodnoty všech hodnocených prvků ve srovnání s nadložními sedimenty spodního badenu. V metrži 33,6–60 m se hodnoty Th pohybují v rozmezí 6,47–10,4 ppm, U v rozmezí 2,1–3,15 ppm a K v rozmezí 1,35–2,19 %. Naopak v metrži 9,5 m až 32,6 m se hodnoty Th pohybují v rozmezí 2,83–5,02 ppm, U v rozmezí 1,05–2,08 ppm a K v rozmezí 0,94–1,63 %. Tyto hodnoty ukazují vedle významné změny litologie také na změnu v petrografickém složení těchto sedimentů tedy ve zdrojových horninách.

Vzhledem k naprosto dominantnímu zastoupení granátů v asociacích průsvitných těžkých minerálů byl zhodnocen i jeho chemismus a to 89 analýzami z hornin stáří karpát a 47 z hornin stáří spodního badenu. Dosažené výsledky (obr. 3) ukazují na relativní monotónnost v chemismu granátů u studovaných vzorků. Je zřetelná dominance almandinové (dále ALM) komponenty. V horninách karpátu má 95,5 % zrn obsah ALM složky nad 55 % a průměrné zastoupení ALM složky je 66,8 %. V horninách spodního badenu má 94,1 % zrn obsah ALM složky nad 55 % a průměrné zastoupení ALM složky je 67 %. V některých vzorcích jsou přítomny granáty s vyšším obsahem složky pyropové (PRP), spessartinové (SPS) a grosulárové (GRS). Granáty lze v horninách karpátu klasifikovat ponejvíce jako ALM-PRP (30 %) nebo ALM-GRS (30 %), méně často jako ALM-GRS-PRP (7,7 %) nebo ALM (6,6 %). Ostatní tj. ALM-SPS, ALM-GRS-SPS, GRS, SPS-ALM, GRS, GRS-AND, GRS-ALM byly výjimečné.

Granáty lze v horninách spodního badenu klasifikovat ponejvíce jako ALM-GRS (28,9 %), ALM-GRS-PRP



Obr. 3: Diagram složení granátů studovaných neogenních sedimentů.

Fig. 3: Composition of garnets from studied Neogene deposits.

(20 %) nebo méně často jako ALM-PRP-GRS (15,6 %), ALM-PRP (13,3 %), ALM-GRS-SPS (6,7 %) a ALM (6,7 %). Ostatní granáty, tj. ALM-SPS-GRS, ALM-PRP-SPS, GRS-ALM-PRP a SPS-ALM byly výjimečné. Lze opatrně uvažovat o poněkud širším spektru granátů v případě hornin spodního badenu. Provenienci granátů lze generálně primárně hledat v metamorfovaných horninách, především pak v metapelitech, případně zčásti v granulitech a pegmatitech. Jako velmi nepravděpodobná se jeví provenienci z hornin brněnského masivu. Monotónní asociaci granátů pro sedimenty karpát a podobnou mírně pestřejší asociaci pro sedimenty spodního badenu popisuje Nehyba – Buriánek (2004).

V případě provenienci z metamorfovaných hornin je výhodné studium chemismu rutilu (Force 1980, Zack et al. 2004a, Triebold et al. 2005). Za účelem zjištění provenienci jsou převážně hodnoceny koncentrace Fe, Nb, Cr a Zr (Zack et al. 2004a, Triebold et al. 2005), které jsou ve studovaném případě velmi rozdílné. V případě studovaných šterků bylo analyzováno celkem 10 rutilů z hornin stáří karpát a 18 rutilů z hornin stáří spodního badenu. Koncentrace Fe převyšují ve všech případech hodnoty 1000 ppm, což ukazuje na původ rutilu z metamorfovaných hornin. V rutilech získaných ze sedimentů stáří karpát se koncentrace Nb pohybují v rozmezí 300–1850 ppm (průměr 1037 ppm), koncentrace Cr pak mezi 40 a 200 ppm (průměr 73 ppm) a koncentrace Zr mezi 90 a 1020 ppm (průměr 312 ppm). Hodnoty log Cr/Nb jsou výhradně záporné. Relativně nízká koncentrace Cr a relativně vyšší hodnoty Nb ukazují ve většině případů na původ rutilu z metapelitů (svory, pararuly) a jen ojediněle z metamafických hornin. Hodnoty metamorfni teploty dle Zack et al. (2004b) jsou určeny v relativně velkém rozmezí 533 °C až 875 °C.

V rutilech získaných ze sedimentů stáří spodní baden se koncentrace Nb pohybují v rozmezí 182–2862 ppm (průměr 1043 ppm), koncentrace Cr pak mezi 55 a 1320 ppm (průměr 352 ppm) a koncentrace Zr mezi 15 a 237 ppm (průměr 76 ppm). Hodnoty log Cr/Nb jsou většinou záporné (82,4 %), občas kladné (17,6 %). Kombinace relativně nízkých i vyšších koncentrací Cr i Nb ukazují na původ rutilu jak z metapelitů (svory, pararuly), tak i z metamafických hornin (eklogitů, granulitů). Hodnoty metamorfni teploty dle Zack et al. (2004b) jsou určeny v relativně velkém rozmezí 334 °C až 688 °C.

Interpretace a diskuze

Fluviální pleistocenní sedimenty poblíž zájmové oblasti vykazují významné rozdíly v jejich provenienci ve srovnání s podložními neogenními sedimenty (Nehyba et al. 2008). Do určité míry lze doložit i rozdíly v provenienci spodnobadenských a karpatských sedimentů v zájmovém prostoru.

Brněnské písky jsou většinou považovány za klastika bazální (Krystek 1974). Dle tohoto autora jsou maximální klasty o velikosti 30–50 cm tvořeny horninami brněnského masivu (obdobně Nehyba et al. 2008). Krystek (1974) popisuje, že bázi brněnských písků tvoří monomiktní klastika a polymiktní písky jsou vyvinuty výše. Ve studovaném případě byly zastiženy pouze polymiktní písky a šterky. Jejich petrografické složení odpovídá výsledkům Krystka (1974). Zdrojovou oblast zde kladl jednak do hornin brněnského masivu, spodnopaleozoických křemenných klastik, devonských i jurských vápenců, ale i do drahanského kulmu a křídových sedimentů s. od Brna. Nepochybně také docházelo ke kanibalizaci starší výplně karpatské předhlubně. Maximální mocnost brněnských písků byla popsána ve vrtu Cf Br 41 a to 193 m. Depoziční prostředí bylo interpretováno jako hrubozrnná delta (Nehyba 2001). Relativně vzácně se vyskytující obvykle mělkovodní druhy foraminifer dokládají transport schránek. Výrazné rozdíly v mocnosti ukazují na významnou roli morfologie při depozici brněnských písků i roli postbadenské eroze.

Vyšší část karpatských sedimentů („střední faciální asociace“) lze na základě strukturních a texturních znaků interpretovat jako sedimenty vnitřního šelfu, kdežto spodní část („spodní faciální asociace“) odpovídá šelfu vnějšímu. Podobné paleoekologické podmínky dokládají i společenstva foraminifer, která navíc indikují prostředí s nižším či kolísavým obsahem kyslíku ve vodě. Přínos hrubšího materiálu i některé sedimentární znaky lze spojit s bouřkovou činností. Určení provenienci je obtížnější, lze předpokládat významnou roli aktivního okraje pánve a pouze doprovodnou roli okraje pasivního (brněnský masiv). Rozdíly v provenienci i faciálním vývoji sedimentů stáří karpát a spodní baden lze spojit s významnou přestavbou sedimentární pánve.

Poděkování

Studium bylo prováděno v rámci grantu GAČR 205/09/0103. Děkujeme rovněž projektu České geologické služby č. 390003 – Základní geologické mapování území České republiky 1 : 25 000, Brněnsko.

Literatura

- Bubík, M. – Petrová, P. (2004): Foraminifery brněnských písků ve vrtu Černovice TGB-1. – Geol. výzk. Mor. Slez., 11, 14–17. Brno.
- Cicha, I. – Zapletalová, I. (1974): Stratigrafické problémy mladšího terciéru ve střední části karpatské předhlubně. – Zem. Plyn Nafta, 19, 3, 453–460. Hodonín.
- Folk, R. L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – J. sed. Petrology, 27, 3–26. Tulsa.
- Krystek, I. (1974): Výsledky sedimentologického výzkumu sedimentů spodního badenu v karpatské předhlubni (na Moravě). – Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brunensis, Geol., XV, 8, 1–32. Brno.
- Nehyba, S. (2001): Lower Badenian coarse-grained deltas in the southern part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic). – Abstracts of IAS Meeting 2001, 97. Davos.
- Nehyba, S. – Petrová, P. (2000): Karpatian sandy deposits in the southern part of the Carpathian Foredeep in Moravia. – Věst. ČGÚ, 75, 1, 53–66. Praha.
- Nehyba, S. – Buriánek, D. (2004): Chemismus detritických granátů a turmalínů – příspěvek k určení provenience jemnozrnných neogenních sedimentů karpatské předhlubně. – Acta Mus. Moraviae. Sci. geol., 89, 149–159. Brno.
- Nehyba, S. – Kirchner, K. – Mackovčín, P. – Demek, J. (2008): Sedimentárně-petrografické studium neogenních a pleistocenních sedimentů v oblasti Brno-Švédské šance. – Geol. výzk. na Moravě a ve Slezsku v roce 2007, 31–35. Brno.
- Petrová, P. (2004): Foraminiferal assemblages as an indicator of foreland basin evolution (Carpathian Foredeep, Czech Republic). – Bulletin of Geosciences, 79, 4, 231–242. Praha.
- Petrová, P. – Novák, Z. – Valeš, V. (1998): Zpráva z výzkumu vrtu Černovice HVI-61. – Geol. výzk. Mor. Slez., 5, 32. Brno.
- 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.
- Zack, T. – von Eynatten, H. – Kronz, A. (2004a): Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. – Sed. Geology, 171, 37–58.
- Zack, T. – Moraes, R. – Kronz, A. (2004b): Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. – Contrib. Mineral. Petrol., 148, 471–488.

NÁLEZ „NOVÉHO“ PROFILU V ZANIKLÉ CIHELNĚ ŽIDENICE II – RŮŽENIN DVŮR

The finding of the “new” section in the former brickyard Židenice II – Růženin dvůr

Tomáš Pecka

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

(24-32 Brno, 24-41 Vyškov)

Key words: Quaternary, Pleistocene, loess, paleosoils, sedimentology, grain size, magnetic susceptibility, mollusk

Abstract

The brickyard Židenice II – “Růženin dvůr” was in 80th of the 20th Century described as one of the best preserved terrestrial records of Pleistocene climatic cycles. When the brickyard was abandoned the important sections disappeared. During the 2010 season a new observations were done within the SW part of the abandoned brickyard and buried horizons of fossil paleosoils were discovered. Within 3 meters high section four horizons were distinguished. Two of them marked as 1 and 4 were described as loess containing a mollusk debris. The horizons marked as 2 and 3 were described as redeposited paleosoils and interpreted as PK VII and PK VIII.

Úvod

Při rekognoskačních pracích se v rámci projektu mapování brněnské aglomerace v měřítku 1 : 25 000 prováděného Českou geologickou službou podařilo nalézt v j. části těžebny bývalé cihelny Růženin dvůr (obr. 1) profil o mocnosti cca třech metrů (obr. 2). Horní část profilu je zakončena vrcholem etáže, která je porostlá trávou a křovinami, zatímco spodní část profilu končí antropogenní navážkou na dně těžebny. Bylo tak možné začíst a popsat vrstevní sled pleistocenních spraší a paleopůd a na základě sedimentárního popisu a mechanických vlastností tyto sedimenty a paleopůdy zařadit do schématu popsaného v rámci této již „zaniklé“ lokality.

Lokalizace

Lokalita Židenice II – „Růženin dvůr“ (Růžový dvůr) se nachází v katastru MČ Brno-Vinohrady, na rozhraní listů 24-324 Brno-sever a 24-413 Mokrý-Horákov. Podle plánů městské zástavby je lokalita situována v prostoru mezi ulicemi Křtinská, Jedovnická a Velkopavlovická (souřadnice GPS: 49°12'7.748" N; 16°39'52.383" E) v nadmořské výšce cca 274 m. Samotná lokalita leží v geomorfologické depresi, která je na S a SV ohraničena granodiority brněnského masivu, na J devonskými vápenci (kóta Bílá Hora, 300 m) a na Z neogenními marinními písky. Původně tato cihelna patřila do katastru obce Židenice. Byla založena počátkem dvacátého století firmou Malý a Weiss (Belcredi – Belcredi 2006), po znárodnění v roce 1948 přešla pod národní podnik Brněnské cihelny. Firma Malý a Weiss produkovala dva miliony cihel ročně, od druhé poloviny 50. let se produkce zvýšila na pět milionů cihel za rok. Těžba byla ukončena 31. 12. 1977 a těžební prostor byl částečně zavezen (Svobodová 1988), přičemž na v. okraji těžebny bylo vystavěno sídliště Vinohrady. V současné době je část lokality nacházející se v horních etážích



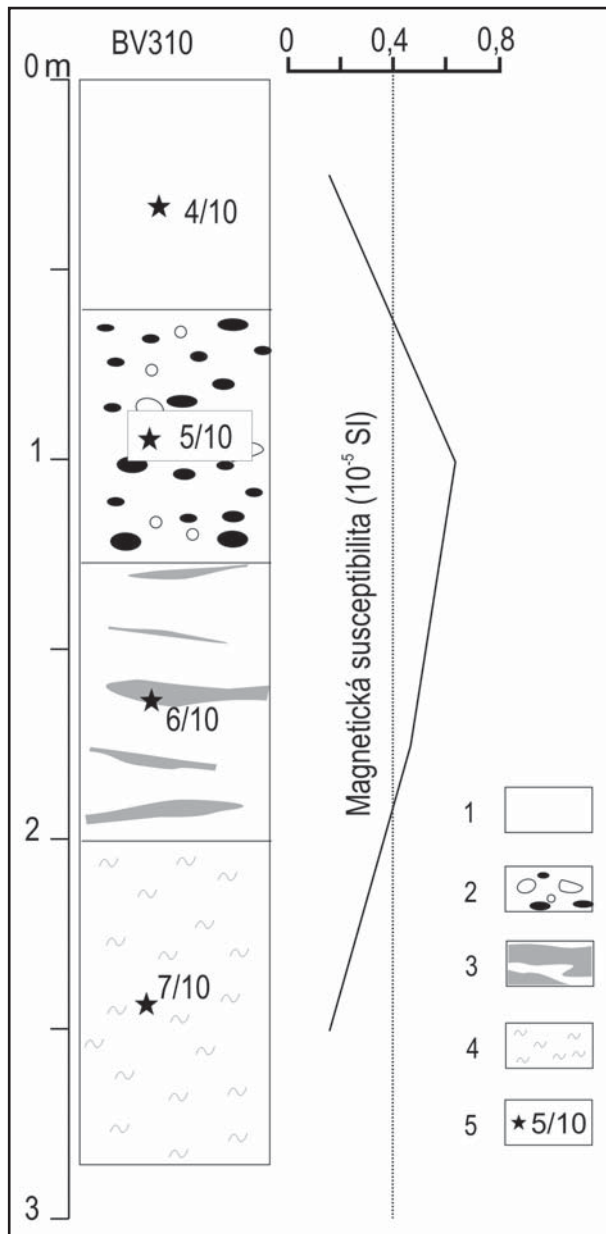
Obr. 1: Lokalizace studovaného profilu v prostoru bývalé cihelny Růženin dvůr.

Fig. 1: The localization of the studied section within the former brickyard Růženin dvůr.

přeměněna v park a na svazích je vysazena okrasná zeleň a tráva. Spodní část těžebny, která byla z části zavezena, je velmi hustě zarostlá náletovými dřevinami a jde v podstatě o černou skládku. V mnoha místech je porost naprosto neprostupný a viditelnost je jen na několik metrů. Obecně je tato lokalita z hlediska stratigrafie kvartéru považována za zaniklou.

Současný stav výzkumů

Lokalita se stala předmětem vědeckého zájmu již od čtyřicátých let dvacátého století. Mezi nejvýznamnější patří práce Petrbocka (1955), Kovandy (1982, 1983), Musila (1955, 1982), Nečesaného (1955) a Smolíkové (1960, 1983). Vzhledem k tomu, že na této lokalitě byl zachován téměř kontinuální záznam posledními klimatickými cykly (do PK X), stala se tato lokalita jednou z nejvýznamnějších



Obr. 2: Studovaný profil na lokalitě Růženin dvůr s vyznačením odebraných vzorků hodnotami magnetické susceptibilitivity (10^{-5} SI) a průměrnou hodnotou magnetické susceptibilitivity. Legenda: 1 – prachovitý jílovitý materiál žluté barvy, 2 – prachovitý jílovitý materiál tmavě hnědé barvy, 3 – prachovitý jílovitý materiál rezavé barvy, 4 – prachovitý jílovitý materiál žlutobéžové barvy, 5 – místa odběru jednotlivých vzorků.

Fig. 2: The studied section from the locality Růženin dvůr with sampling positions, values of magnetic susceptibility (10^{-5} SI) and the average values magnetic susceptibility. Legends: 1 – silty clay material of yellow color, 2 – silty clay material of dark brown color, 3 – silty clay material of rust color, 4 – silty clay material of foxiness color, 5 – the sampling position.

lokalit pleistocénu v rámci České republiky a to především z hlediska paleontologie měkkýšů, paleopedologie a stratigrafie.

Původní stěna cihelny byla vysoká bezmála 30 m. Musil (1955) popsal nejsvrchnější část profilu pod holocenními vrstvami jako „würm3“, tedy spraše posledního glaciálu, v současné stratigrafii označované podle severo-

evropské stratigrafie (Cohen – Gibbard 2011) jako viselské (Weichsellian) a nejspodnější vrstvu označuje jako „riss1“, tedy eem. Smolíková a Kovanda (1983) popisují z této lokality pedokomplexy PK V až PK X (PK IX zde chybí). Stratigraficky tento záznam tedy spadá mezi mladší holstein a cromerský interglaciál (Němeček et al. 1990) a lokalita se stává jedním z nejdůležitějších stratigrafických terestrických záznamů pleistocénu v Evropě.

Nálezy obratlovců jsou velmi sporadické a většinou šlo vždy jen o úlomky kostí, zato je zde popisována velmi hojná malakofauna. Tu zde jako první zpracoval Petrbock (1955), později Kovanda (1982, 1983), který určil stejnou faunu jako Petrbock a navíc i druh *Catinella arenaria* (Bouch.-Chant.), nacházející se většinou ve starém pleistocénu (Valoch 1977).

Důkladný paleopedologický výzkum provedli Smolíková a Kovanda (1983) a definovali šest fosilních pedokomplexů PK0, PK VII, PK VIII a PK X. Ve vrstvách byla určena i fosilní malakofauna:

C 2 (spraše mezi PK0 a PKV): *Pupilla loessica* (Lžk.), *Pupilla muscorum* (L.), *Helicopsis striata* (Müll.), *Vallonia pulchella* (Müll.), *Ceciliooides acicula* (Müll.).

C 4 (spraše mezi PKV a PKVI): *Pupilla loessica* (Lžk.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla sterri* (Voith), *Helicopsis striata* (Müll.).

C 5 (PK VI): braunlehmové parahnědozemě a pseudočernozemě, *Pupilla loessica* (Lžk.), *Pupilla* sp.

C 6 (spraše mezi PKVI a PKVII): 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 ed. 1955).

C 8 a 9 (PK VIII a spraš v podloží): *Aegopsis 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. *nemorialis* (Lin.), *Helix pomatia* (Lin.), *Helicigona lapicida* (Lin.), *Orcula doliolum* (Brug.), *Helicodonta obvoluta* (Müll.), *Ruthenica filograna* (Rossm.), *Cochlodina laminata* (Mont.), *Vitrea subrimata* (Reinh.), *Aegopinella pura* (Ald.), *Monachoides incarnata* (Müll.), *Acanthinula aculeata* (Müll.).

Metodika

Nalezený profil byl očištěn a poté sedimentologicky a fotograficky zdokumentován. V rámci vyčleněných vrstev byly odebrány čtyři vzorky o průměrné váze 0,7 kg s cílem zjištění zrnitostního vytrřídění a případného výskytu paleontologického materiálu. Vzorek byl ve všech případech odebrán ze střední části vrstvy. Dokumentační bod byl označen jako BV310.

Odebrané vzorky byly následně usušeny při teplotě 108 °C, zváženy a plaveny za účelem získání paleontologických nálezů na sítěch o velikosti ok 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm 0,063 mm a 0,036 mm. Po vyplavení byly jednotlivé frakce znovu zváženy a byl vypočten procentuální podíl jednotlivých frakcí. Každá frakce byla prohlédnuta pod binokulární lupou a popsána.

U vyčleněných vrstev byla kappametrem KT 6 měřena orientačně i magnetická susceptibilita (jednotky SI), přičemž v rámci každé vrstvy byla měření opakována a bylo měřeno na několika místech. Následně byl spočítán ořezaný průměr.

Výsledky

Makroskopický popis v textu je doplněn o měření zrnitosti a měření magnetické susceptibility (tab. 1). Od horní části zářezu do podloží byl dokumentován tento vrstevní sled (obr. 2):

vzorek	4/10	5/10	6/10	7/10	
mocnost vrstvy	60 cm	60 cm	80 cm	70 cm	
přechod do podloží	ostrý	ostrý	ostrý	/	
barva	žlutá	hnědá	rezavá	žluto-běžová	
zrnitostní frakce v %	nad 2 mm	1	1	2	1
	2–1 mm	2	3	2	1
	1–0,5 mm	2	5	4	3
	0,50–0,25 mm	4	6	9	4
	0,250–0,063 mm	11	12	18	15
	0,063–0,036 mm	7	7	3	6
	pod 0,036 mm	73	66	62	70
magnetická susceptibilita (SI)	0,15	0,63	0,46	0,15	
vápnitost	slabě vápnitá	nevápnitá	nevápnitá	vápnitá	

Tab. 1: Makroskopické a mechanické vlastnosti studovaných vzorků.

Tab. 1: The macroscopic and mechanical characteristics of studied samples.

Vrstva 1 (vzorek 4/10)

Prachovitojílovitý materiál žluté barvy má dochovanou (neúplnou) mocnost 60 centimetrů, redukovanou dřívější těžbou. Jedná se o spraš slabě vápnitou s výkvěty CaCO₃. Na tomto materiálu se po zániku cihelny začala vytvářet tenká vrstvička ronových sedimentů. Svrchní část je prorostlá kořeny trav a stromů (akáty). Tato prachovitojílovitá vrstva ostře přechází do podložní hnědé vrstvy a nejsou v ní makroskopicky patrné žádné příměsi. Magnetická susceptibilita byla na profilu změřena na 0,15 × 10⁻⁵ (SI). Ve výplavu jsou patrné úlomky granodioritu a velké množství pseudomycélií. Ve frakci 1–0,25 mm jsou občasné, neidentifikované fragmenty schránek měkkýšů. Frakce pod 0,5 mm obsahuje větší množství drobných manganových mikrokonkrecí do 0,3 mm.

Vrstva 2 (vzorek 5/10)

Prachovitojílovitý sediment tmavě hnědé barvy o mocnosti 60 cm. Vrstva je takřka odvápněna, jen na puklinách se místy vyskytují výkvěty CaCO₃. Ve vrstvě se vyskytují rezavé skvrny o velikosti 5–15 cm a občasné žluté skvrnky o velikosti okolo 2–3 cm. Žluté a vápnité skvrny jsou podobné materiálu z nadložní sprašové vrstvy. Rezavé nevápnité skvrny jsou podobné podložní vrstvě. Vrstva přechází ostře do nadloží i podloží a proto se lze domnívat, že jde o redeponovaný materiál. Magnetická susceptibilita byla na profilu změřena na 0,63 × 10⁻⁵ (SI). Frakce nad

2 mm obsahuje částečně zaoblené valouny granodioritu, pokryté vysráženým manganem a občasné pseudomycélie. Frakce pod 2 mm je stejná jako předešlá, ale s občasnými manganovými mikrokonkrecemi a velkým množstvím pseudomycélií. Pod 0,5 mm se počet pseudomycélií zmenšuje a zvětšuje se množství manganových mikrokonkrecí o velikosti 0,5 až 0,2 mm.

Vrstva 3 (6/10)

80 cm mocná vrstva prachovitojílovitého sedimentu rezavé barvy, odvápněná s ostrým přechodem do nadloží i podloží. Ve vrstvě se vyskytují občasné černé smouhy 20 × 4 cm. Magnetická susceptibilita byla na profilu změřena na 0,46 × 10⁻⁵ (SI). Ve frakci nad 2 mm se nacházejí zaoblené valounky granodioritu a zaoblené valounky křemene, na povrchu křemenných valounků se nacházejí drobné jamky, pozorovatelné binokulárním mikroskopem. Materiál pod 2 mm je mírně zaoblený a vyskytují se občasné manganové mikrokonkrece ve velikosti 2 až 0,4 mm.

Vrstva 4 (7/10)

Prachovitojílovitý silně vápnitý materiál žlutoběžové barvy. Vystupující část na bázi profilu má mocnost 70 cm, spodní část vrstvy je zasucena antropogenními sedimenty. Přechod do nadloží je ostrý. Byl zde popsán velmi hojný výskyt pseudomycélií a občasné smouhy rezavé barvy. Magnetická susceptibilita byla na profilu změřena na 0,15 × 10⁻⁵ (SI). Ve vrstvě se vyskytuje velké množství CaCO₃ v podobě pseudomycélií a občasné valouny granodioritu a křemene. Ojedinele jsou přítomny úlomky schránek plže o maximální velikosti 1,5 mm. Druhové zařazení se nepodařilo identifikovat. Frakce nad 0,5 mm je tvořena takřka výhradně pseudomycélii, frakce pod 0,5 mm je tvořena úlomky granodioritu.

Diskuze

Vrstvy označené jako 1 a 4 byly na základě svých makroskopických parametrů identifikovány jako spraše a sprašim podobné sedimenty. Vrstvy popsané jako 2 a 3 byly na základě svých makroskopických parametrů popsány jako pohřbené horizonty redeponovaných paleopůd.

Výsledky granulometrických měření ukazují, že procentuální zastoupení jednotlivých složek odpovídá složení popisovanému Pelíškem (1982) a sice, že frakce pod 0,05 mm je zastoupena zhruba 65–95 %. Ve studovaných vrstvách se průměry frakce pod 0,063 mm pohybovaly v rozmezí 65–80 % a frakce nad 0,063 mm činila 20–35 %, což je více než u Pelíška, který udává hodnoty nad 0,5 mm 3–25 %. Rozdíl mezi sprašemi (vrstva 1 a 4) a půdními sedimenty (2 a 3) je pouze ve frakci 0,50–0,25 mm, kde je procentuální zastoupení vyšší u půdních sedimentů. Ve frakci pod 0,036 mm dominují spraše.

Vrstva číslo 2 s výraznými skvrnami připomíná skvrnitě půdy popisované Smolíkovou (1982), tvořené v teplých obdobích spodního a středního pleistocénu. Smolíková (1983) určuje tuto polohu jako PK VII, tj. teplé období elsterského glaciálu (Němeček 1990). Nicméně vzhledem k tomu, že jsou některé skvrny žluté barvy (spraš) vápnité, narozdíl od většinových skvrn rezavé barvy, které jsou

nevápnité, a navíc lze dále pozorovat náznaky skluzové struktury, lze usuzovat, že jejich původ může být soliflukční. Smolíková (1982) popisuje v rámci prostoru bývalé cihelny úklon fosilních pedokomplexů od SV směrem k SZ. Nově nalezený profil se nachází cca v sj. části a to při bázi těžebního prostoru bývalé cihelny. Porovnáním se situací popsanou Smolíkovou (1982) by se měly v této části cihelny při bázi těžebního prostoru nacházet poměrně mocné, redeponované horizonty fosilních půd náležejících PK VII. V severovýchodní části cihelny ve vyšších polohách je tento horizont popsán jako nepoměrně méně mocný s pseudočernozemí náležející PK VIII v podloží. Na nedalekém Červeném kopci tyto dva půdní horizonty odpovídají jednomu horizontu interpretovanému jako PK VII. Vzhledem ke geomorfologické pozici nalezených horizontů je pravděpodobné, že se jedná o redeponované zdvojené horizonty náležející jak PK VII, tak PK VIII.

Žádnou z popsaných vrstev se nepodařilo korelovat s vrstvami ze severní části těžebny, které byly popsány v 50. letech 20. stol. a označeny jako riss (Musil et al. 1955).

Během května 2011 započala stavba tělocvičny (Lok.: 49°12'4.731" N, 16°39'52.171" E) při EZŠ Čejkovičká a to 90 m jižně od popisované lokality. V geodeticky zaměřené hloubce 80 až 150 cm pod povrchem v nadmořské výšce 269,80 m, se nacházel půdní sediment rezavé barvy (vzhledově odpovídající vrstvě číslo 3), který byl odkryt na ploše 38 × 30 m. Tento sediment byl po celé své ploše pokryt „polygony“, nebo lépe řečeno sítí puklin o šířce 10 až 20 cm, které byly vyplněny tmavě hnědým sedimentem. Tmavý sediment tvořící výplň puklin byl pokryt výkvěty CaCO₃ a při orientačním měření magnetické susceptibilitě vyka-

zoval průměrnou hodnotu $0,43 \times 10^{-5}$ (SI). Rezavý sediment s příměsí makroskopicky pozorovatelných valounků granodioritu o velikosti několika mm měl orientační hodnotu susceptibilitě $0,34 \times 10^{-5}$ (SI). V tomto sedimentu se též nacházely světlé skvrnky o velikosti zhruba 1 až 3 cm. Tato situace byla popsána jako fosilní mrazové klíny zasahující do PK VII fosilního pedokomplexu, vyplněné redeponovanou půdou, jejíž genezi se použitou metodikou nepodařilo interpretovat.

Závěr

Na zaniklé lokalitě Židenice II – Růženin dvůr byl při rekognoskačních pracích v roce 2010 objeven profil se stratigrafickým záznamem zařazeným na základě makroskopických analogií s původním profilem do teplého období elsterského glaciálu. Makroskopicky zde byly popsány redeponované půdy PK VII a PK VIII. Půda analogická PK VII, porušená mrazovými klíny, byla nalezena také 80 metrů na jih od studované lokality, cca ve stejné nadmořské výšce.

Vrstvy 1 a 4 vyčleněné na základě makroskopického popisu a popsané jako spraše, se jeví nadějně z malakopaleontologického hlediska. Vzhledem k nízkému počtu a fragmentárnosti nalezených měkkýšů se ukazuje jako optimální množství pro odběr vzorku cca 15 kg horniny.

Poděkování

Autor děkuje recenzentce Mgr. Lence Lisé, Ph.D. za cenné rady a připomínky. Studium pleistocenního profilu bylo provedeno v rámci mapování brněnské aglomerace 1 : 25 000 Českou geologickou službou (č. ú. 390003).

Literatura

- Belcredi, J. – Belcredi, L. (2006): Svatý Jan to vše viděl. Historie městyse Líšně 1306–2006, 700 let od první písemné zprávy. – Vlastním nákl. J. a B. Belcredi, 240 s. Brno.
- Cohen, K. M. – Gibbard, P. (2011): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. – Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England.
- Musil, R. – Valoch, K. – Nečasný, V. (1955): Pleistocenní sedimenty okolí Brna. – Anthropozoikum, 4, 107–168, Praha.
- Němeček, J. – Smolíková, L. – Kutílek, M. (1990): Pedologie a paleopedologie. – Academia, Praha, 546 s.
- Pelíšek, J. (1982): Spraše a fosilní půdy brněnské kotliny. – In: Musil, R. (ed.): Kvartér brněnské kotliny-Stránská skála IV. – Studia geographica 80, 85–106, ČSAV Brno.
- Smolíková, L. (1960): Fosilní skvrnitě půdy v ČSSR (předběžná zpráva). – Věstník ÚÚG, 35, 5, 371–373.
- Smolíková, L. (1982): Fosilní půdy ve sprašových sériích. – In: Musil, R. (ed.): Kvartér brněnské kotliny-Stránská skála IV. – Studia geographica 80, 107–134, ČSAV Brno.
- Smolíková, L. – Kovanda, J. (1983): Die Bedeutung der pleistozänen Sedimente des Fundortes Růženin dvůr (Brno-Židenice II) für die Stratigraphie des Brno-Beckens. – Sbor. Geol. Věd. Anthropozoikum, 15, 9–38, Praha.
- Svobodová, R. (1988): Rebilance zásob CGK, závěrečná zpráva. – MS, GP Ostrava (P58958).
- Valoch, K. (1977): Neue alt- und mittelpaläolithische Funde aus der Umgebung von Brno. – Anthropozoikum, Sb. Geol. věd A, 11, 93–113.

PRODUKCE CO₂ V KRASOVÝCH PŮDÁCH V OBLASTI JESKYNĚ BÝČÍ SKÁLA (MORAVSKÝ KRAS)

CO₂ production in karst soils in the field above the Býčí Skála Cave (Moravian Karst)

Marcela Pražáková¹, Martin Blecha², Jiří Faimon¹

¹ Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 211072@mail.muni.cz;

² Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i. (VÚMOP, v. v. i.), Žabovřeská 250, Zbraslav, 256 27 Praha 5; e-mail: tiger@mail.muni.cz

(24-41 Vyškov)

Key words: Býčí Skála, carbon dioxide, humidity of soils, Moravian Karst, vegetation

Abstract

Carbon dioxide is main component affecting carbonate speleothem growth. The factors controlling the production of CO₂ in karst soils are still not completely understood. These factors were studied at the Býčí Skála site in the Moravian Karst under different seasonal conditions. The CO₂ concentrations in soil air were found to correlate significantly with (1) temperature and (2) humidity in deeper soil profiles only.

Úvod

Produkce CO₂ patří v poslední době k nejvíce skloňovaným slovním spojením v souvislosti s globálním oteplováním Země. V krasu je s produkcí CO₂ spjata rozpouštění vápenců a vznik nebo koroze karbonátových speleotém. Voda, prosakující krasovým profilem, je obohacena CO₂ pocházejícím (1) z degradace organických látek působením mikroorganismů a (2) z respirace kořenového systému rostlin v půdách. V jeskyních je tato voda zdrojem chemických složek pro růst nebo korozi speleotém. Studium CO₂ v půdě, epikrasu, vadózní zóně a v jeskyních by mělo přispět k lepšímu pochopení krasových procesů. Cílem práce bylo ověřit na základě nových dat závislost produkce CO₂ na sezonních podmínkách v půdách vyvinutých pod specifickou vegetací (buky) v národní přírodní rezervaci Býčí skála v Moravském krasu.

Moravský kras náležící geograficky k západní části geomorfologického celku Drahanské vrchoviny. Rozkládá se severně od Brna jako pás dlouhý cca 25 km a široký 3–6 km. Představuje plochou vrchovinu v průměrné nadmořské výšce 448 m, svažující se k jihu. Horniny jsou zde tvořeny převážně devonskými a spodnokarbonskými vápenci.

Půdy Moravského krasu jsou těžšího charakteru s hojným obsahem šterku, mělké a chudé na vodu, minerálně velmi bohaté. Typický půdní typ zde představují šedé až tmavě šedé rendziny. Na svazích s dochovaným smíšeným porostem listnatých dřevin (javor klen, jilm, buk, jasan) a s bohatým bylinným podrostem dominují černé či mulové rendziny. Pukliny a klínové trhliny vápenců jsou vyplněny červenozemními půdami (terra rossa), vytvořenými zvětráváním vápenců v době teplého a vlhkého klimatu třetihor (Štefka et al. 2001).

Metodika

Místa měření byla vybrána nad jeskyní Býčí skála vzhledem k následné možnosti porovnání dat s daty naměřenými v jeskyni. Měřicí body byly situovány v místě s vegetačním pokryvem tvořeným bukovým lesem různého stáří. Na lokalitě byly za pomoci odběrové tyče vyhloubeny čtyři sondy rozdílné hloubky ve vzdálenosti cca 5 metrů: BS1 (hloubka 17 cm), BS2 (hloubka 31 cm), BS3 (hloubka 32 cm) a BS4 (hloubka 45 cm). V každé sondě byla průběžně měřena koncentrace CO₂ (univerzální měřicí přístroj ALMENO 2290–4 s infračerveným detektorem FYA600CO₂H, Ahlborn, Germany), teplota a vlhkost (GFTH 200 digitální vlhko/teploměr, Greisinger electronic GmbH, Germany). Monitoring probíhal od srpna 2008 nepravidelně každý měsíc do února 2009.

K pedologické charakteristice byl odebrán vzorek kompletního půdního profilu. Hloubka profilu byla 70 cm. Profil byl dobře makroskopicky rozeznatelný: skládal se z horizontu nadložního humusu vytvořeného spadem bukového lesa (O), humózního lesního horizontu (Ah), kambického hnědého horizontu (Bv) a substrátového

HP [cm]	Charakteristika	Klasifikace
0–5	organický materiál	horizont nadložního humusu O
5–30	šedohnědá hlinitojílovitá zemina, rozpadavá	humózní lesní horizont Ah
30–50	žlutohnědá jílovitohlinitá zemina s příměsí skeletu	kambický hnědý horizont Bv
50–70	hnědá, jílovitohlinitá zemina s příměsí skeletu	substrátový horizont obohacený karbonáty Crk

Tab. 1: Makroskopický popis půdního vzorku z lokality Býčí skála (Moravský kras). HP – hloubka půdního profilu.

Tab. 1: Macroscopic description of soil sample from the Býčí Skála site (Moravian Karst). HP – soil profile depth.

horizontu obohaceného karbonáty (Crk), který přecházel v matečnou karbonátovou horninu (tab. 1).

Výsledky

Relativní vlhkost půdního vzduchu v půdních sondách (obr. 1a) se pohybovala od 83,2% do 100%. Nižší vlhkost byla měřena v letních měsících: průměrná hodnota od srpna do září byla 94,4%, nejnižší hodnota 83,2% byla naměřena v srpnu. Od listopadu do února pak vlhkost dosahovala 100%. Nejvyšší průměrná vlhkost byla měřena v sondě BS2 (95,1%), nejnižší průměrná vlhkost v sondě BS3 (93,5%). Relativní vlhkost byla přepočítána na vlhkost specifickou (pohybovala se v rozmezí 0,004–0,017 kg.kg⁻¹).

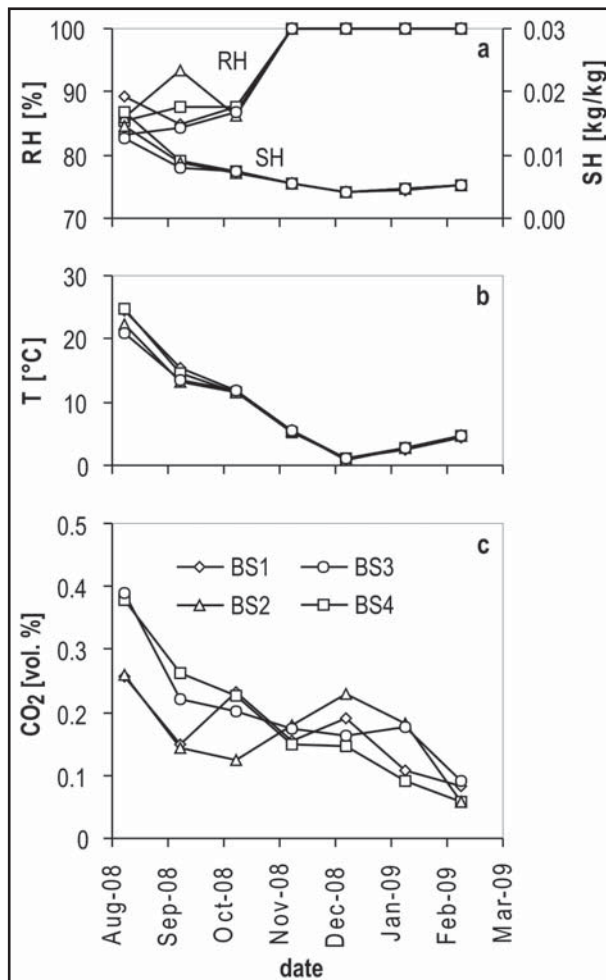
Teplota půdní atmosféry (obr. 1b) variovala v rozmezí od 1,0 do 24,9 °C. Nejteplejší měsíc byl srpen a nejchladnější prosinec. Nejhlubší sonda BS4 vykazovala nejvyšší teplotu (24,9 °C) i nejvyšší průměrnou teplotu (9,3 °C). Nejnižší průměrnou teplotu vykazovala sonda BS3 (8,6 °C).

Koncentrace CO₂ v půdním vzduchu se pohybovala v rozmezí od 0,057–0,390 obj. % (obr. 1c). Při přechodu

z letních měsíců na zimní se koncentrace CO₂ v půdním vzduchu ve všech sondách systematicky snižovaly. Maximální koncentrace byla naměřena v srpnu (0,390 obj. %), minimální koncentrace v únoru (0,057 obj. %). Nejnižší produkci půdního CO₂ vykazovala sonda BS1 (koncentrace 0,084–0,258 obj. %, s průměrnou hodnotou 0,168 obj. %), nejvyšší produkci sonda BS3 (koncentrace 0,091–0,390 obj. % s průměrnou hodnotou 0,202 obj. %).

Diskuze

Výsledky studie v oblasti Býčí skály za období od srpna 2008 do února 2009 potvrzují sezonní závislost produkce půdního CO₂, což je v souladu s výsledky dalších autorů (Fang a Moncrieff 2001, Jassal et al. 2005, Reth et al. 2005). Koncentrace CO₂ naměřené na dané lokalitě jsou konzistentní také s koncentracemi měřenými v půdách nad Punkevními jeskyněmi (Moravský kras) (rozmezí od 0,063 do 1,060 obj. %, Rakušan 2007). Během studovaného období došlo k systematickému poklesu denní teploty a postupnému vegetačnímu útlumu. Je všeobecně známo, že v období vegetačního klidu dochází k poklesu (1) intenzity kořenové respirace i (2) aktivity půdních mikroorganismů. Očekávalo se proto postupné snižování produkce půdního CO₂. Přestože trendy ve vývoji CO₂, teploty a specifické vlhkosti jsou zhruba konzistentní, statisticky významné korelace těchto proměnných (p < 0,05) byly nalezeny pouze v hlubších sondách (BS3, BS4) (korelace CO₂/T a CO₂/SH byly pozitivní, CO₂/RH negativní). Korelace stejných proměnných v mělkých sondách (BS1, BS2) jsou statisticky nevýznamné (tab. 2). Zde jsou zřejmě koncentrace CO₂ řízeny dalšími proměnnými. Statisticky nevýznamné byly i dílčí korelace koncentrací CO₂ s hloubkou profilu (p ~ 0,19 až 0,97). Nevýznamná byla i korelace průměrných koncentrací CO₂ v různých sondách s hloubkou profilu (p = 0,49). Studie tak nepotvrdila závislost produkce na hloubce, jak o ní referují Frier et al. (2005). Studované půdní profily a jejich klasifikace jsou v souladu se studií půd v severní části Moravském krasu (Štefka et al. 2001, Schwarzová et al. 2005).



Obr. 1: Vývoj proměnných v půdním vzduchu na lokalitě Býčí skála (Moravský kras): a – relativní vlhkost RH a specifická vlhkost SH, b – teplota T, c – koncentrace CO₂. BS1, BS2, BS3 a BS4 označují jednotlivé půdní sondy.

Fig. 1: Evolution of variables in the soil air at the Býčí Skála site (Moravian Karst): a – relative humidity RH and specific humidity SH, b – temperature T, c – CO₂-concentration. BS1, BS2, BS3, and BS4 represent individual soil probes.

SP	HS [cm]	T		RH		SH	
		r	p	r	p	r	p
BS1	17	0,65	0,111	-0,56	0,189	0,67	0,101
BS2	31	0,28	0,539	-0,20	0,669	0,40	0,374
BS3	32	0,86	0,014	-0,76	0,050	0,91	0,004
BS4	45	0,93	0,002	-0,90	0,006	0,91	0,004

Tab. 2: Korelace koncentrací CO₂ s teplotou, relativní vlhkostí a specifickou vlhkostí půdního vzduchu v půdních sondách (korelační koeficienty r a hodnoty p). Statisticky významné jsou korelace s p ≤ 0,05. Vytělivky: SP – půdní sonda, HS – hloubka půdní sondy, T – teplota, RH – relativní vlhkost, SH – specifická vlhkost, r – korelační koeficient, p – hodnota pravděpodobnosti při testování hladiny významnosti.

Tab. 2: Correlation of CO₂ concentrations with temperature, relative humidity and specific humidity of soil air in dependence on soil profile depth (correlation coefficients, r and p-values). The correlations with p ≤ 0.05 are statistically significant. Explanations: SP – soil probe, HS – soil probe depth, T – temperature, RH – relative humidity, SH – specific humidity, r – correlation coefficient; p-value.

Závěr

Produkce CO₂ v krasových půdách byla studována v oblasti Býčí skála v Moravském krasu. Možným faktorem ovlivňujícím produkci je teplota a vlhkost: s rostoucí teplotou a specifickou vlhkostí koncentrace CO₂ v půdním vzduchu roste. Tato jednoduchá závislost však byla potvrzena pouze ve dvou hlubších profilech. Ve dvou zbývajících mělkých profilech prokázána nebyla. Podobně nebyla prokázána ani závislost koncentrací CO₂ na hloubce profilu.

Vliv vegetačního pokryvu bude zřejmý až po porovnání s výsledky studia půd vyvinutých na lokalitách Moravského krasu s odlišnou vegetací. Práce je součástí bakalářské práce Pražákové (2009).

Poděkování

Autoři děkují recenzentovi práce J. Zemanovi za podnětné připomínky. Práce byla podporována grantem MSM0021622412 MŠMT ČR.

Literatura

- Fang, C. – Moncrieff, J. B. (2001): The dependence of soil CO₂ efflux on temperature. – *Soil Biol. Biochem.*, 33, 2, 155–165.
- Frier, N. – Chadwick, O. A. – Trumbore, S. E. (2005): Production of CO₂ in Soil Profiles of a California Annual Grassland – *Ecosystems*, 8, 4, 412–429.
- Jassal, R. S. – Blaf, A. – Novák, M. – Morgenster, K. – Nestic, Z. – Gaumont-Guay, D. (2005): Relationship between soil CO₂ concentrations and forest-floor CO₂ effluxes. – *Agr. Forest Meteorol.*, 130, 176–192.
- Pražáková, M. (2009): Produkce CO₂ v krasových půdách v oblasti jeskyně Býčí skála (Moravský kras). – MS, bakalářská práce, MU, Brno.
- Rakušan, M. (2007): Produkce CO₂ v půdních profilech na vybraných lokalitách Moravského krasu. – MS, bakalářská práce, Masarykova univerzita, Brno.
- Reth, S. – Reichstein, M. – Falge, E. (2005): The effect of soil water content, soil temperature dependence. – *Geophys. Res. Lett.*, 29, 6, 10–14.
- Schwarzová, M. – Faimon, J. – Štelcl, J. – Zajíček, P. – Křištof, I. (2005): Acidobazické reakce výluhů půd na vybraných lokalitách Moravského krasu. – *Geol. výzk. Mor. Slez.*, 12, 1, 115–116.
- Štefka, L. – Balák, I. – Kovařík, M. – Kotlánová, M. – Jančo, J. – Koutecký, B. – Franc, D. (2001): Plán péče o NPR Býčí skála 2001–2011. – MŽP ČR, Blansko.

DYNAMIKA KORYTA MORAVY VE VZTAHU K PŘÍBŘEŽNÍ VEGETACI NA ZÁKLADĚ STUDIA HISTORICKÝCH MAP A SOUČASNÝCH MĚŘENÍ: PŘÍPADOVÁ STUDIE ZE STRÁŽNICKÉHO POMORAVÍ

Dynamics of the Morava River changes in relation to riparian vegetation based on the study of old maps and contemporary measurements: a case study from the Strážnické Pomoraví

Mirek Smetana

Geografický ústav PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 106738@mail.muni.cz

(34-22 Hodonín)

Key words: channel morphology, lateral migration, riparian vegetation, meandering rivers, the Morava River

Abstract

The contribution summarizes preliminary results of the study of the relation between the continual changes of the Morava River planform and changes of floodplain land use in the period of 1841–2007. The analysed reach is approximately 12-kilometre long segment of the river between the towns of Rohatec and Bzenec (south-east Moravia, Czech Republic) which represents one of the last remaining quasi-natural reaches of the large meandering lowland rivers in the Czech Republic. Nine sets of historic maps and orthophotos were consulted in order to trace the evolution of the planform. The channel geometry was vectorised in each of the time layers and the land use of riparian zone was categorised and recorded. For each of the time layers the fundamental stream morphometric parameters were defined and the total and the average rate of annual lateral migration for studied periods and types of land use of floodplain were calculated. Obtained data show high variability in the intensity of annual migration of banks with various land use and the strong repercussions of the anthropogenically straightened reaches on upstream river segments.

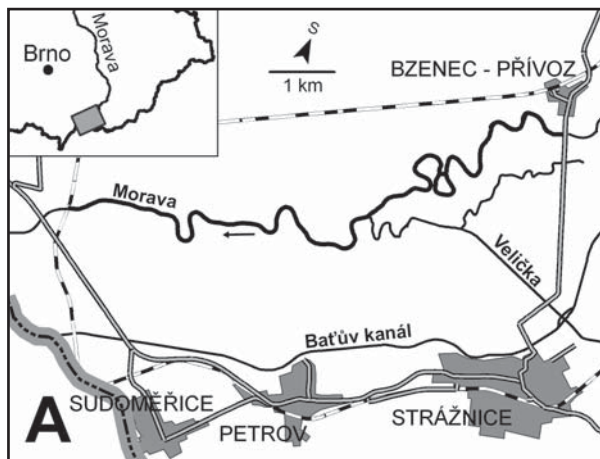
Úvod

Tvárnost a dynamika říčních koryt je mimo abiotických faktorů prostředí výrazně ovlivňována také biotickou složkou daného říčního koridoru. Mezi – z tohoto pohledu dominantní – biogeomorfologické faktory patří především existence či absence břehové a příbřežní vegetace a jejího charakteru (Hupp – Osterkamp 1996). V anglosaské literatuře jsou oba termíny (břehová vegetace – ‘bank vegetation’ a příbřežní vegetace – ‘riparian vegetation’) často užívány jako synonyma a různě zaměňovány, popřípadě je jimi souhrnně označována vegetace pokrývající svahy břehů i nejbližší části nivy, tedy celkový vegetační doprovod vodního toku. V českém prostředí je termín břehová vegetace (angl. ‘bank vegetation’) užíván v užším slova smyslu, a to pro vegetaci rostoucí na břehových svazích koryta, tedy mezi dnem a břehovou hranou. Příbřežní vegetací (angl. ‘riparian vegetation’) je potom myšlen vegetační pokryv nivy v těsné blízkosti toku, avšak ne pod břehovou hranou. Interpretace vlivu jednotlivých typů vegetačního doprovodu na utváření říčních koryt a erozní procesy příbřežních zón je v současné době celosvětově široce diskutovaným tématem s nejednoznačnými závěry (Bennet – Simon 2004, Trimble 2004). Příbřežní vegetace modifikuje jak mechanické, tak hydrologické vlastnosti břehů, přičemž v mnoha případech má především bioprotekční účinky. Intercepcí snižuje celkový přísun dešťové vody do půdy, její promáčení shora a splach povrchových vrstev. Kořenový systém zase často do značné míry stabilizuje stěny břehů, a to jak přímo, tak nepřímo. Jednak mechanicky brání jejich sespávání, absorpcí vody a snižováním hydrostatického tlaku v půdních pórech pak zvyšuje soudržnost půdních částic (Pollen et al. 2004). Příbřežní vegetace však může působit na břehy také bioerozivně. Kořenový systém je v některých případech schopný naopak významně rozrušit půdní matriku a zvýšit tak labilitu břehového svahu, podemleté břehy

se mohou hroutit pod vahou biomasy příbřežní zóny atd. Břehová eroze v lesních úsecích vodních toků pak může být, oproti konvenčně zažitým představám, například dynamičtější než v nelesních úsecích (Abernethy – Rutherford 1998, 2000a, 2000b).

Řeka Morava se na území současného přírodního parku Strážnické Pomoraví vyvíjela velmi dynamicky již v historické době a je tomu tak i v současnosti. Z tohoto území jsou navíc relativně dobře dostupné historické mapové podklady, zachycující jak změny trasování koryta, tak změny vegetačního pokryvu blízkého okolí toku. Toto území se proto jeví jako vhodné pro studium vztahů mezi dynamikou koryta a vegetačním doprovodem většího vodního toku.

Hlavním předmětem výzkumu, jehož průběžné výsledky jsou prezentovány níže, je stanovení rychlosti a míry



Obr. 1: Lokalizace zájmové oblasti a schematická mapka studovaného úseku Moravy.

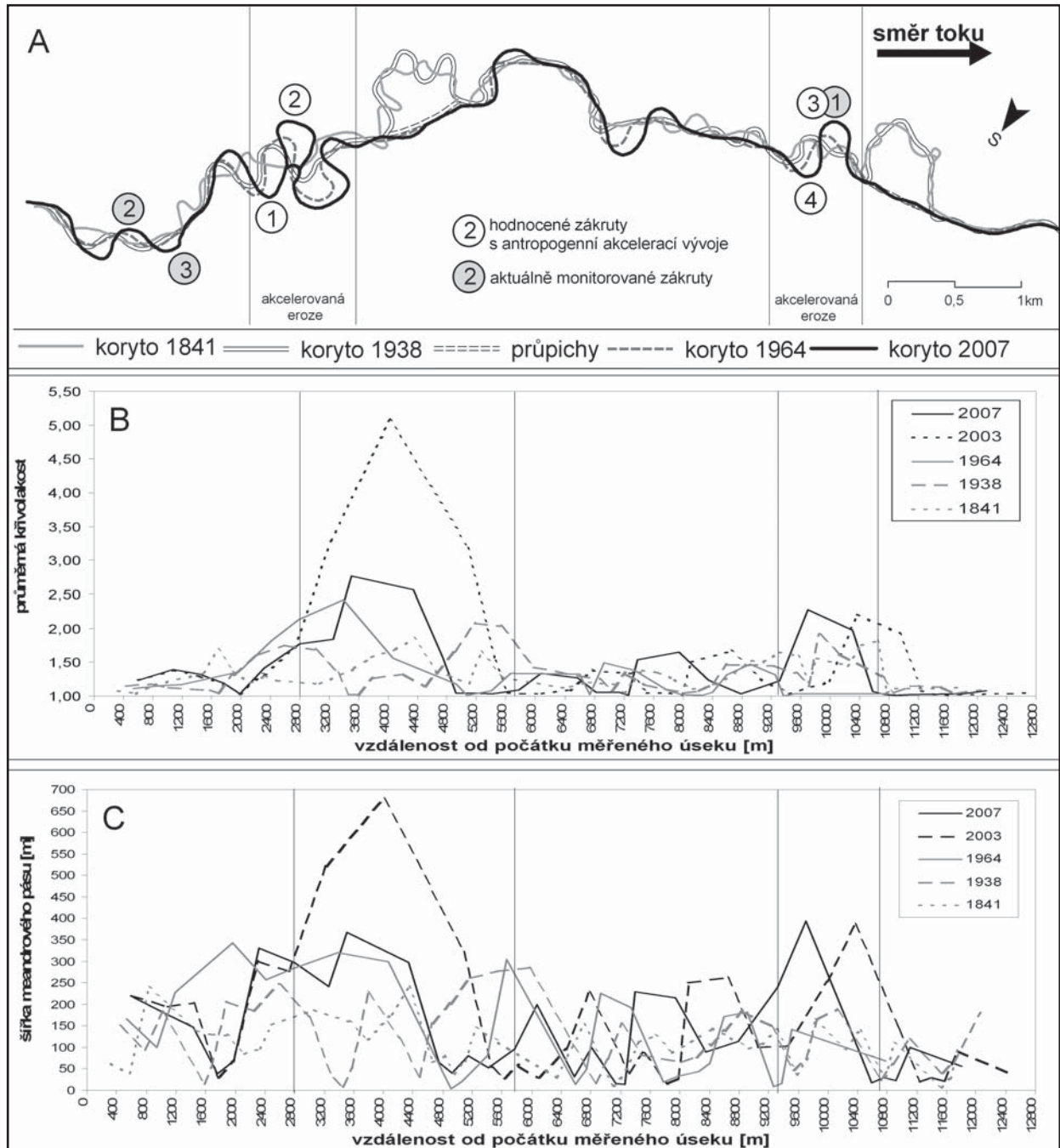
Fig. 1: Location of the area of interest and schematic map of the studied reach of the Morava River.

laterálních posunů koryta řeky Moravy v závislosti na rozdílných typech vegetačního pokryvu nivy. Analýza těchto vztahů je prováděna ve dvou časoprostorových měřítkách.

Zájmové území

Zájmovým úsekem analýzy je zhruba 12 km dlouhý segment koryta Moravy mezi silničním mostem u Bzenec-Prívazu a železničním mostem v Rohatci u Hodonína

(obr. 1). Niva je zde tvořena 6 až 9 m mocnými fluvialními šterkopísky, překrytými poměrně silnou vrstvou povodňových hlín, na pravém břehu pak 10–22 m mocným příkrovem vátých písků tzv. Moravské Sahary. Koryto dosahuje průměrné šířky 55–65 m, přičemž v celém úseku se projevuje jeho výrazná hloubková eroze, takže hladina řeky se nachází v průměru 4–6 m pod úrovní současné nivy. Průměrný roční průtok na stanici Strážnice (cca 100 m



Obr. 2A – Plán hlavního koryta Moravy v letech 1841, 1938, 1964 a 2007. Bílé kolečko značí zákruty s antropogenně akcelerovanou erozí, pro něž byly počítány meziroční míry laterální migrace v dlouhodobém měřítku. Šedé kolečko značí aktuálně monitorované zákruty; B – průměrná křivolakost koryta vypočtená klouzavou metodou; C – šířka meandrového pásu v inflexních bodech koryta. V plánu i v grafech jsou tenkými liniemi vyznačeny úseky s antropogenně akcelerovanou dynamikou vývoje.

Fig. 2A – Plan of the Morava River main channel in 1841, 1938, 1964 and 2007. The white circles indicate river bends with anthropogenic acceleration of erosion for which the long-term annual rates of lateral migration were calculated. The gray circles show currently monitored bends; B – average channel sinuosity calculated by moving method; C – width of the meander belt in the inflexions of the channel. Reaches with anthropogenic accelerated erosion are marked both in the graphs and plan with thin lines.

nad hranicí úseku proti proudu) je $59,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Aktuální vegetační doprovod toku tvoří pouze v několika málo rozsáhlých segmentech původní měkký luh s přirozenou skladbou dřevin (přírodní rezervace Oskovec I a II). Podél většiny zájmového úseku převažují uměle vysázené lesní komplexy s dominancí jasanu, topolu či ořešáku černého, popřípadě borovice (na písčích, v přírodní rezervaci Osypané břehy). Významný podíl zaujímají intenzivně obdělávaná pole, která často dosahují až k břehovým hranám.

Morfodynamika koryta v celém zájmovém území je výrazně urychlena díky antropogenní modifikaci řeky (napřímení a zkapacitnění koryta, redukce břehových a příbřežních porostů, ...) nad i pod tímto úsekem. Nejrazantnějším přímým lidským zásahem do samotného koryta byla realizace dvou průpichů silně vyvinutých meandrů (obr. 2A) v letech 1939–1942, která se projevila rozrůzněním dynamiky erozně-akumulačních procesů v rámci celého úseku. V současné době jsou již antropogenní tvary koryta těchto segmentů zcela zahlazeny a koryto si v celé délce zachovává svůj přirozený ráz. Fluviální procesy zde probíhají víceméně nerušeně a bez dalších přímých antropogenních zásahů. Takovýto stav a „ponechaná volnost vývoje“ je přitom u řeky této velikosti v podmínkách České republiky zcela výjimečná.

Použitá metodika

V prvním kroku byly v softwaru ArcMap 9.2 (ESRI) vektorizovány průběhy středových linií a břehových hran zájmového úseku koryta v 9 časových řezech v rozmezí let 1841–2007. Jako podklad posloužily digitalizované georeferencované mapy II. a III. vojenského mapování (1 : 25 000 a 1 : 28 800) z let 1841 a 1876, sady československých topografických map z let 1955, 1964, 1987 a 1991 (shodně 1 : 25 000, respektive 1 : 10 000) a digitální ortofotosnímky z let 2003 a 2007 (1 : 5 000). K překlenutí období mezi lety 1876–1953 bylo použito digitalizovaných leteckých snímků z roku 1938, na nichž je mj. zachyceno provádění jediných antropogenních úprav koryta, a to napřimování toku umělými průpichy. Uměle vytvořené segmenty koryta tak bylo možné snadno a velmi přesně identifikovat. Morfometrie koryta v jednotlivých časových vrstvách byla kvantitativně analyzována. Byly identifikovány inflexní body jednotlivých zákrutů a klouzavým způsobem (s krokem jednoho segmentu koryta mezi inflexy) byla vypočtena vlnová délka koryta. Prostým porovnáním vývoje počtu inflexů v čase je tak možné usuzovat na dynamiku laterálních posunů koryta a transformaci koryta směrem k vyšší, popřípadě nižší křivolakosti. Dále byla identifikována osa meandrového pásu jako spojnice inflexních bodů a následně graficky určena šířka meandrového pásu, jako součet maximální amplitudy předchozího a následného zákrutu, příslušného k danému inflexnímu bodu.

Na základě mapových podkladů byly vždy pro každou časovou vrstvu rozlišeny typy využití území přilehlé nivy ('land use') u obou břehových hran koryta. Vzhledem

k špatné podrobnější rozlišitelnosti jednotlivých typů porostů byly vytvořeny pouze tři kategorie: intenzivně obdělávaná pole, lesní porosty a trvalé travní porosty (do nichž byly zahrnuty také plochy s rozvolněně se vyskytujícími dřevinami). V dalším kroku byly naložením vždy dvou vrstev vektorizovaných průběhů koryta na sebe vytvořeny jednotlivé „polygony erodované plochy“, vypočtena jejich plocha a obvod (obr. 3). Polygonům byl přiřazen parametr typu 'land use' břehu, který v konkrétním časovém období zaznamenal ústup. Danému polygonu byl vždy přiřazen takový typ 'land use', který s přihlédnutím k oběma časovým vrstvám, z nichž je polygon složen, pokrýval víc než 50 % obvodu polygonu.

Následně byly polygony v rámci jednotlivých časových období sloučeny do skupin podle parametru 'land use' (tab. 1) a pro výše uvedené tři kategorie 'land use' byla vypočtena průměrná míra laterální migrace břehů (M_r ; ve smyslu 'lateral migration distance' in Micheli et al. 2004) podle vztahu:

$$M_r = P/(O/2),$$

kde P je plocha polygonu erodované plochy (odpovídá ploše nivy oderodované daným segmentem koryta

Obr. 3: Polygon erodované plochy – vzniká protnutím středových linií koryt ze dvou časových horizontů. Průměrná délka koryta příslušného k danému polygonu v časovém intervalu (t+1)-t je počítána jako polovina obvodu tohoto polygonu. Průměrná míra laterální migrace je počítána jako podíl plochy polygonu (P) a průměrné délky příslušného úseku koryta.

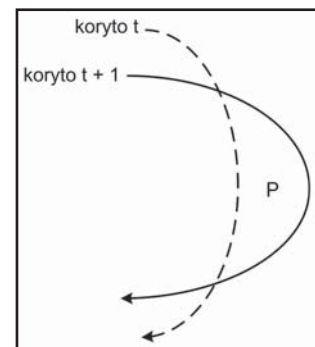


Fig. 3: Eroded area polygon – it is created by intersecting two channel centerlines from different time horizons. The average stream length over the time interval (t+1)-t is equal to one-half of the polygon perimeter. The average rate of lateral migration is calculated by dividing the polygon area (P) by the average stream length.

období	POLE			LES			TTP		
	Mr [m]	σ	počet členů	Mr [m]	σ	počet členů	Mr [m]	σ	počet členů
1841–1876	1,09	0,48	8	0,64	0,37	24	0,51	0,54	14
1876–1938	0,54	0,3	7	0,42	0,27	28	0,35	0,24	43
1938–1955	1,11	0,41	14	0,92	0,61	11	0,79	0,82	20
1955–1964	2,4	1,63	9	2,27	1,73	21	2,04	2,15	18
1964–1987	0,56	0,45	12	0,67	0,58	35	0,31	0,38	17
1987–1991	1,86	1,52	18	1,57	2,32	53	1,83	1,34	10
1991–2003	2,81	1,24	6	1,68	1,51	27	1,55	1,41	34
2003–2007	1,6	1,2	9	0,84	0,64	101	0,33	0,34	118

Tab. 1: Srovnání průměrné meziroční míry laterální migrace koryta pro jednotlivá sledovaná období a typy 'land use' nivy; M_r = průměrná meziroční míra laterální migrace koryta, σ = směrodatná odchylka, n = počet polygonů užitých k výpočtu. Tab. 1: Comparison of the average rate of annual lateral migration of channel for studied periods and types of land use of floodplain; M_r = average rate of annual lateral migration, σ = standard deviation, n = number of 'eroded area polygons' used for calculating.

za dané období), O je obvod polygonu erodované plochy a $O/2$ odpovídá průměrné délce daného segmentu koryta v průběhu časového období mezi dvěma příslušnými časovými řezy.

Průměrná meziroční míra laterální migrace břehu pak byla vypočtena analogicky, jako podíl M_r a počtu roků v příslušném časovém intervalu. Tento ukazatel nám tedy udává, o jakou vzdálenost (v metrech) postoupil v průměru jeden metr dlouhý segment koryta daného polygonu za každý jeden rok příslušného časového intervalu.

V úsecích, které byly na základě rozboru dynamiky změn morfometrických parametrů v čase vyhodnoceny jako silně ovlivněné umělými úpravami koryta, byly pro srovnání vlivu úprav na dynamiku toku analogickým způsobem samostatně analyzovány 4 vybrané zákruty/meandry (obr. 2, tab. 2).

Souběžně s rozбором historické dynamiky koryta (tzv. „od stolu“) bylo na jaře 2009 zahájeno pravidelné terénní geodetické přeměřování 3 nárazových břehů vybraných reprezentativních zákrutů koryta (obr. 2), které

má poskytnout data pro srovnávací analýzu aktuální dynamiky řeky s historickým stavem. Doposud získaná data však nepostačují k tvorbě jednoznačných závěrů, pro které bude třeba vytvořit delší časovou řadu měření.

Výsledky a diskuze

Úvodní grafické určení a srovnání základních morfometrických charakteristik ukázalo významnou dynamiku polohových změn zájmového koryta ve zkoumaném časovém období. Podle mapy z roku 1841 bylo na korytě identifikováno 48 inflexních bodů a celková křivolakost koryta (počítaná k ose meandrového pásu) byla 1,29. V následných obdobích počet inflexních bodů klesal (1876 – 46 inflexů, 1932 – 42 inflexů) a zároveň mírně klesala jeho křivolakost. Tok se postupně transformoval v tom smyslu, že se začaly dynamičtěji vyvíjet meandry většího poloměru, avšak méně zpeřené, přičemž tento trend trval až do 30. let 20. století, kdy byl přerušen realizací dvou průpichů (viz výše). Umělé napřímení koryta ve dvou nejzpeřenějších úsecích mělo za následek dramatický pokles počtu

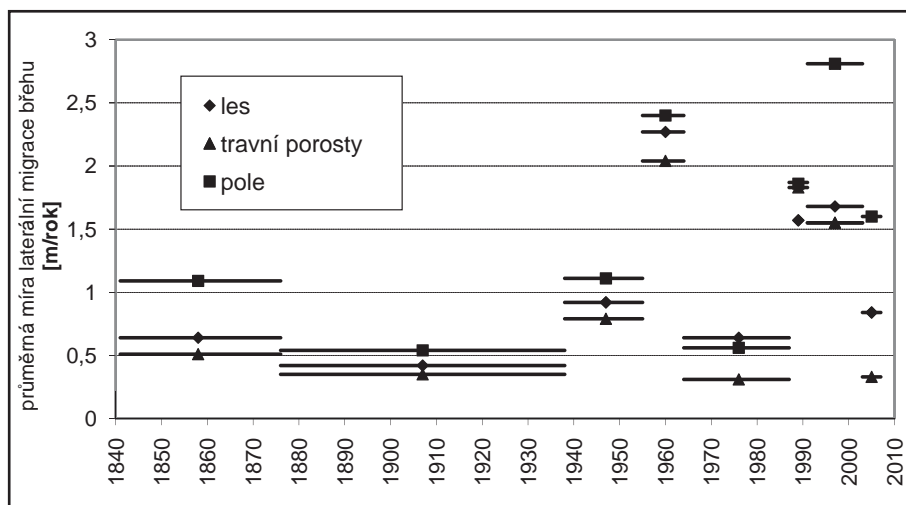
inflexních bodů i křivolakosti (1955 – 27 inflexů). Od té doby se počet inflexů i křivolakost koryta opět zvyšují, avšak do současnosti nedosáhly původní míry z roku 1841 (v roce 2007 – 35 inflexů, křivolakost 1,28). Vývoj transformace polohových změn koryta ve vybraných letech spolu s lokalizací provedených průpichů ukazuje obrázek 2.

Tabulka 1 (grafické znázornění – obr. 4) shrnuje základní výsledky výpočtu míry meziroční migrace nárazových břehů jednotlivých zákrutů. Téměř ve všech dílčích analyzovaných obdobích vykazovaly nejvyšší rychlost laterálních posunů říční úseky, u nichž k břehům dosahovalo intenzivně obdělávané pole. Následovaly (poměrně překvapivě) lesní úseky a nejméně ustupovaly břehy s trvalými travními porosty. Výjimkou je pouze období 1964–1987, kdy nejvyšší rychlost laterálního ústupu měly břehy, na nichž rostl les ($M_r = 0,67$ m/rok), až pak následovaly polní úseky ($M_r 0,56$ m/rok) a nejnižší dynamiku eroze měly břehy pokryté travními porosty s rozvolněnými dřevinami ($M_r 0,31$ m/rok). Interpretace

období	meandr 1			meandr 2			meandr 3			meandr 4		
	land use	M_r [m]	změna M_r [%]	land use	M_r [m]	změna M_r [%]	land use	M_r [m]	změna M_r [%]	land use	M_r [m]	změna M_r [%]
1841–1876	les	1,1	58	TTP	0,1	-30	les	0,5	-22	les	0,1	-84
1876–1938	les	0,1	-76	TTP	0,1	-71	les	0,5	19	les	0,2	-52
1938–1955	pole	0,8	-36	TTP	1,2	52	pole	1,7	53	les	1,1	20
1955–1964	pole	0,8	-66	les	9,1	301	pole	4,0	67	les	3,8	67
1964–1987	pole	1,2	114	les	0,4	-68	pole	0,6	7	les	1,6	139
1987–1991	les	1,0	-36	les	3,4	117	pole	2,7	45	les	2,9	85
1991–2003	les	4,7	179	les	4,7	180	pole	0,5	-82	les	0,3	-83
	pole	4,2	49									
2003–2007	les	1,0	19	les	0,7	9	pole	0,5	-69	les	1,9	126

Tab. 2: Průměrné meziroční míry laterální migrace koryta (M_r) vybraných zákrutů s antropogenně akcelerovanou dynamikou. Záporná hodnota znamená snížení průměrné meziroční míry migrace oproti průměru této hodnoty pro celý sledovaný úsek (v procentech).

Tab. 2: The average rates of annual lateral migration (M_r) of selected bends with anthropogenic acceleration of dynamics. The negative numbers mean decreasing of the average annual migration rate in comparison with the entire studied river reach (percentage).



Obr. 4: Srovnání průměrné meziroční míry laterální migrace pro jednotlivá sledovaná období a typy 'land use' nivy.

Fig. 4: Comparison of the average rate of annual lateral migration for studied periods and types of land use of floodplain.

tohoto stavu není jednoznačná. Na jednu stranu je zřejmé, že při konečném výpočtu dochází k dílčímu nadhodnocení rychlosti laterální eroze v lesních úsecích, protože tyto se ve velké míře nachází v segmentech koryta vyhodnocených jako antropogenně akcelerované (obr. 2A). Nicméně, jak prokázaly výpočty u vybraných reprezentativních zákrutů těchto akcelerovaných úseků, vybrané zákruty/meandry zdaleka ne vždy v průběhu analyzované doby vykazovaly významně zrychlenou erozi břehů (viz tab. 2). Původně uměle vytvořené segmenty koryta, které byly na březích osázené jednořadými alejemi dřevin a není na nich dosud plně vyvinuto meandrování, zase relativně snižují a zkreslují informace o přirozené míře laterální migrace řeky v úsecích s trvalými travními porosty a roztroušenými dřevinami.

U úseků, které byly na základě vizuálního srovnání historických map a následného rozboru základních morfologických parametrů křivolakosti (obr. 2B) a šířky meandrového pásu (obr. 2C) vyhodnoceny jako antropogenně akcelerované, se původně předpokládalo mimo jiné také skokové navýšení míry meziroční eroze nárazových břehů u všech kategorií 'land use' nivy. Rozbor dynamiky eroze břehů u vybraných 4 meandrů vyvinutých v těchto úsecích však tento předpoklad jednoznačně nepotvrdil. U všech čtyř meandrů (lišících se jak velikostí, tvarem a typem materiálu břehů, tak typem vegetačního pokryvu nivy) nevykazují míry meziroční laterální migrace nárazových břehů pouze nárůsty, ale v mnoha případech také snížení dynamiky ústupu oproti průměru v segmentech se shodným land use.

Závěr

Autor si je vědom faktu, že výše popsání analýza nebere v úvahu velké množství proměnných, které vliv vegetace na erozivnost břehů dále ovlivňují. Sem patří například hydrologický režim toku a velikost, četnost a rozložení povodní ve sledovaném období. Je také nutné si uvědomit, že souběžně se změnami trajektorie koryta probíhá ve sledovaném území dlouhodobě také proces

jeho celkového zkapacitňování. V celém zájmovém úseku se dlouhodobě projevuje výrazná hloubková eroze a rozšiřování koryta. Stehlík (2008) například uvádí, že průměrná šířka koryta odpovídala v roce 2006 (64 m) řádově součtu průměrných šířek dvou hlavních koryt původního anastomozního říčního systému (Moravy a Morávky) v polovině 19. století. Zatímco v minulosti tak řeka vybřežovala v průměru jednou do roka (Pilařová 2007), v současnosti je koryto naplněno po břehové hrany až při pětileté vodě (Brázdil et al. 2010). Získaná data o dynamice laterálních posunů koryta byla proto sice konfrontována s daty o povodňových situacích na profilu Strážnice, jak nejnověji uvádí Brázdil (2011), nicméně nebyl mezi nimi nalezen žádný dostatečně silný korelační vztah. Jejich analýza si z výše uvedených důvodů žádá podrobnější rozbor, zahrnující také kvantifikaci dynamiky zařezávání řeky do nivy.

Aktuálně tak lze prozatím konstatovat, že vypočtené průměrné meziroční míry laterální migrace koryta řeky Moravy v přírodním parku Strážnické Pomoraví se mezi sebou významně liší. Velké rozdíly (v rádech desítek až stovek procent) jsou jak mezi jednotlivými sledovanými obdobími, pro něž byly konstruovány polygony erodované plochy, tak v rámci těchto jednotlivých období mezi třemi základními rozlišovanými typy vegetačního pokryvu břehů. Vliv jednotlivých typů vegetačního pokryvu nivy na dynamiku laterálních posunů břehových hran koryta ve sledovaném území je vysoce pravděpodobný, nicméně prozatím se ho nepodařilo dostatečně interpretovat, mimo jiné kvůli velkému množství dalších relevantních činitelů, které bude nutné podrobit dalším analýzám. Předložený příspěvek tak mimo prezentaci počátečního setu získaných základních dat pokládá další otázky a náměty v oblasti výzkumu fungování biogeomorfologických činitelů v říční krajině.

Poděkování

Příspěvek byl zpracován v rámci řešení projektu reg. č. 205/08/0926 „Environmentální význam mrtvého dřeva v říčních ekosystémech“ financovaného GA ČR.

Literatura

- Abernethy, B. – Rutherford, I. D. (1998): Where along the river's length will vegetation most effectively stabilise stream banks? – *Geomorphology*, 23, 55–75.
- Abernethy, B. – Rutherford, I. D. (2000a): The Effect of Riparian Tree Roots on The Mass-Stability of Riverbanks. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 921–937.
- Abernethy, B. – Rutherford, I. D. (2000b): Does the weight of riparian trees destabilize riverbanks? – *Gegulated Rivers: Research and Management*, 16, 565–576.
- Bennet, S. J. – Simon, A. (eds.) (2004): *Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology*. pp. 282. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Brázdil, R. – Máčka, Z. – Řezníčková, L. – Soukalová, E. – Dobrovolný, P. – Grygar, T. (2011): Floods and floodplain changes of the River Morava, the Strážnické Pomoraví region (Czech Republic) over the past 130 years. – *Hydrological Sciences Journal*. 27 s. (submitted).
- Grygar, T. – Světlík, I. – Lisá, L. – Koptíková, L. – Bajer, A. – Wray, S. D. – Ettler, V. – Mihaljevič, M. – Nováková, T. – Koubová, M. – Novák, J. – Máčka, Z. – Smetana, M. (2010): Geochemical tools for the stratigraphic correlation of floodplain deposits of the Morava River in Strážnické Pomoraví, Czech Republic from the last millennium. – *Catena*, 80, 106–121.
- Hupp, C. R. – Osterkamp, W. R. (1996): Riparian vegetation and fluvial geomorphic processes. – *Geomorphology*, 14, 277–295.
- Micheli, E. R. – Kirchner, W. – Larsen, E. W. (2004): Quantifying The Effect of Riparian Forest versus Agricultural Vegetation on River Meander Migration Rates, Central Sacramento River, California, USA. – *River Research and Applications*, 20, 537–548. Chichester.
- Pilařová, Z. (2007): Historické a současné povodně na řece Moravě a jejich dopady na ukládání sedimentů v oblasti Strážnického Pomoraví. – MS, diplomová práce PřF MU. Brno.
- Pollen, N. – Simon, A. – Collins, A. (2004): Advances in Assessing the Mechanical and Hydrologic Effects of Riparian Vegetation on Streambank Stability. – *Water Science and Application*, 8, 125–139.
- Stehlík, F. (2008): Analýza polohových změn koryt řeky Moravy ve Strážnickém Pomoraví: vliv regulace na dynamiku toku. – In: Roszková, A. – Vlačíky, M. – Ivanov, M. (eds.): *Sborník příspěvků ze semináře 14. kvartér 2008*. 24–25 Ústav geologických věd PřF MU. Brno.
- Trimble, S. W. (2004): Effect of Riparian Vegetation on Stream Channel Stability and Sediment Budgets. – *Water Science and Application*, 8, 151–162.

DENDROGEOMORFOLOGICKÁ ANALÝZA ČASOVÉ DOTACE SEDIMENTŮ DO VYSOKOGRADIENTOVÉHO TOKU (PŘÍKLADOVÁ STUDIE SATINA; MORAVSKOSLEZSKÉ BESKYDY)

Dendrogeomorphic analysis of temporal sediment supply into high-gradient stream (case study of the Satina River; the Moravskoslezské Beskydy Mts.)

Karel Šilhán

Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF OU, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava-Slezská Ostrava; e-mail karel.silhan@osu.cz, dendroman.cz

(25–22 Frýdek Místek)

Key words: dendrogeomorphology, sediments, flood, extreme precipitation, the Moravskoslezské Beskydy Mts.

Abstract

Sediment supply into gravel-bed stream in the Moravskoslezské Beskydy Mts. constitutes an interesting question. This paper brings new possibility of temporal reconstruction of material movement from gullies and bank scours, using methods of dendrogeomorphology. Growth disturbances on trees and their roots due to material movement were used for dating. Nine years of slope material movement within the last 50 years were identified. Extreme one-day and one-week precipitation totals seem to be important triggering factors of slope material movement.

Vybrané toky Moravskoslezských Beskyd představují unikátní fluvialní systémy spojené s intenzivním transportem dnových sedimentů (Hradecký – Škarpich 2009). V posledních letech je pozornost fluvialně-geomorfologického výzkumu na Katedře fyzické geografie a geoekologie PřF OU obrácena na patrné diskonektivity těchto toků, přičemž diskonektivity v transportu sedimentů patří k nejběžnějším (Škarpich et al. 2010). Mezi uvažované příčiny lze zahrnout antropogenní zásahy na tocích (příčné stavby, těžba štěrků), případně poruchy v dotaci sedimentů z přirozených zdrojnic přímo ve zdrojových povodích. Antropogenními zásahy v tocích se zabýval např. Škarpich a Hradecký (2010). Tento příspěvek představuje nastínění možnosti analýzy časové dotace sedimentů do vysokogradientových toků pomocí metod dendrogeomorfologie. Tato disciplína má dobře vyvinuté metody pro výzkum blokovobahenních proudů (Bollschiweiler – Stoffel 2010), skalního řízení (Perret et al. 2006), sesuvů (Stefanini 2004), eroze (Malik 2008) i povodní (Zielonka et al. 2008). Za hlavní přirozené zdrojnice sedimentů je možné považovat strže ústící do hlavního toku, břehové nátrže, případně akumulace starých stabilizovaných forem (náplavové kužely, valy blokovobahenních proudů). V této studii byla pozornost věnována dotaci materiálu z břehových nátrží a bočních strží.

Jako příkladové území byl vybrán ~800 m dlouhý úsek horního toku řeky Satiny (obr. 1), pramenící na s. svahu Lysé hory (1 323 m n. m.). Pramenná oblast je budována mocnými pískovci a slepenci středního oddílu godulského souvrství, zatímco studovaný úsek leží v převažujících jílovcích spodního oddílu godulského souvrství. Horní hranice úseku leží v nadmořské výšce 630 m, horizontálně vzdálená asi 1400 m od pramene. Spodní hranice leží v nadmořské výšce 580 m. Průměrný podélný sklon koryta nepřekračuje 10° a šířka se pohybuje v rozmezí 10–60 m.

V zájmové části koryta bylo zmapováno celkem 9 segmentů štěrkových lavic a 2 ústící náplavové kužely.

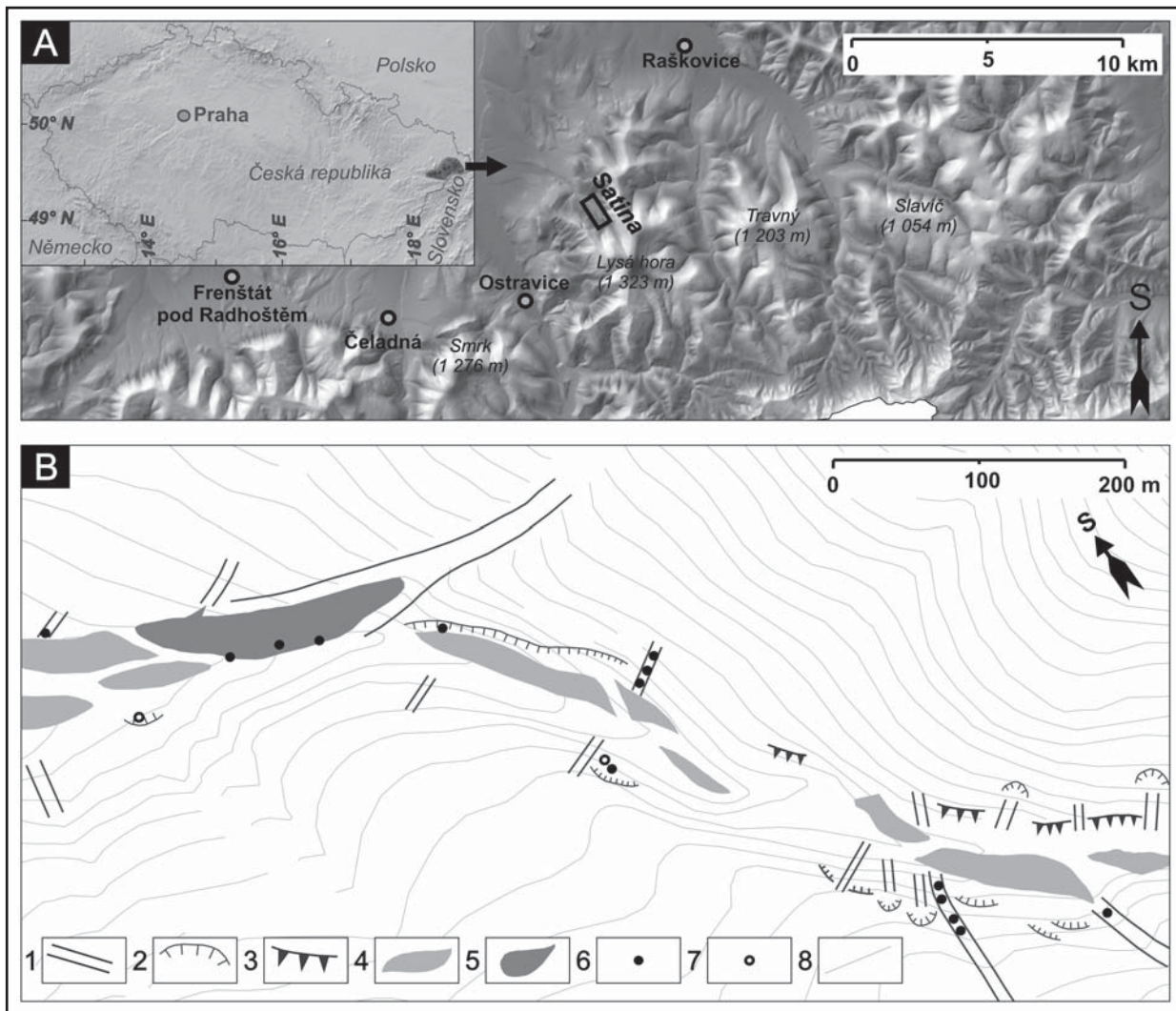
Základní procedurou předcházející dendrogeomorfologickému výzkumu je podrobné geomorfologické mapování erozních a akumulacních forem spojených s aktivitou studovaného procesu. V zájmové lokalitě bylo provedeno v měřítku 1 : 500 se zaměřením na štěrkové lavice, náplavové kužely, strže a břehové nátrže.

Ve světové literatuře je popsána celá řada reakcí stromů na různé typy geomorfologických procesů odvíjejících se od charakteru působení procesu na strom (Shroder 1978, Stoffel – Bollschiweiler 2008). Pro účely této studie jsme si všimli dvou přístupů:

1) Stromy rostoucí na svahu, postiženém břehovou nátrží, mohou být destabilizovány vlivem pohybujícího se materiálu. Nezřídka dochází až k celkovému spadnutí stromu, který tímto způsobem může zahynout. Od okamžiku svého naklonění začne strom formovat z jedné strany kmenu širší letokruhy tzv. reakčního dřeva, aby se navrátil do původní vertikální pozice (obr. 2a).

2) Pohybující se materiál z nátrže nebo ve strži může poškodit povrch přítomných kořenů nebo kmenu stromu. Strom na takovou událost reaguje zajizvením svého poškození. Některé jehličnaté druhy (např. smrk ztepilý) navíc začnou tvořit v několika nových letokruzích tzv. traumatické pryskyřičné kanálky (traumatic resin ducts – TRD; Nagy et al. 2000) (obr. 2b).

Na studované lokalitě bylo zmapováno celkem 16 strží a 12 břehových nátrží. To je 1 potenciální zdroj sedimentů na téměř 30 m délky úseku. Stromy vhodné pro datování pohybu materiálu se však vyskytovaly pouze ve 4 stržích a 3 nátržích. Celkem byla odebrána 4 vrtná jádra ze 2 nakloněných smrků ztepilých [*Picea abies* (L.) Karst.] a 14 příčných řezů z poškozených kořenů *P. abies*, buků lesních (*Fagus sylvatica* L.) a javorů klenů (*Acer*



Obr. 1: A – pozice příkladové lokality v rámci Moravskoslezských Beskyd (černý obdélník), B – geomorfologická mapa příkladové lokality. Legenda: 1 – strž, 2 – břehová nátrž, 3 – skalní výchoz, 4 – šterková lavice, 5 – náplavový kužel, 6 – pozice příčných řezů, 7 – pozice vrtných jader, 8 – vrstevnice 5 m.

Fig. 1: A – position of case locality in the scope of the Moravskoslezské Beskydy Mts. (black rectangle), B – geomorphic map of case locality. Legends: 1 – gully, 2 – bank scour, 3 – rock outcrop, 4 – gravel bar, 5 – alluvial fan, 6 – position of cross sections, 7 – position of increment cores, 8 – isoline 5 m.

druh	stromů	vrťů	řezů	celkem
<i>Picea abies</i>	5	4	3	7
<i>Fagus sylvatica</i>	9		9	9
<i>Acer pseudoplatanus</i>	2		2	2
celkem	16	4	14	18

Tab. 1: Počet a typ vzorků z jednotlivých druhů stromů.

Tab. 1: Number and types of samples from individual tree species.

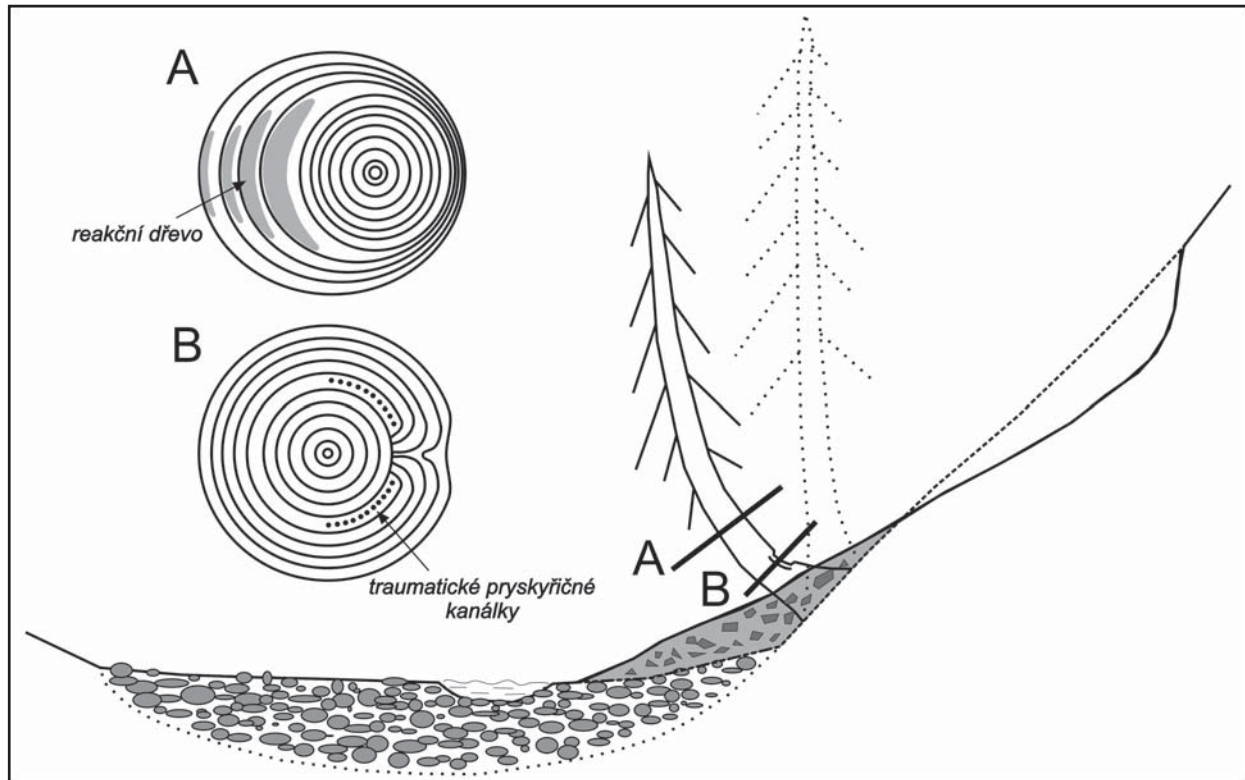
pseudoplatanus L.) (tab. 1). Datováním růstových disturbancí ve vzorcích bylo identifikováno 9 let, ve kterých pravděpodobně došlo k pohybu materiálu do koryta toku. Jelikož stáří vzorkovaných kořenů bylo omezené, tak nejstarší událost datovaná pomocí zazjizvení nebo TRD byla z roku 1997, kdy zároveň nejvíce vzorků (7) vykazovalo růstové disturbance. Další jizvy a TRD jsou datovány do let 2000, 2002, 2006 a 2007. Oproti tomu reakční dřevo, jehož přítomnost byla zjišťována z odebraných vrtných jader, bylo identifikováno v letech starších (1964, 1970, 1972, 1977) (tab. 2).

rok	zdrojnice	jizev	TRD	reakční dřevo	max. srážka v roce (mm/den)	maximální týdenní srážka v roce (mm)
2007	strž	1			75	244
2006	strž	3			88,3	148
2002	strž, nátrž	2	1		97,6	201
2000	strž	1	1		135,3	329
1997	strž, nátrž	4	1	2	233,8	596
1977	nátrž			1	111,3	264
1972	nátrž			2	211,7	462
1970	nátrž			1	148,6	304
1964	nátrž			1	89	194

Tab. 2: Datované růstové disturbance v jednotlivých letech a potenciální příčné meteorologické události.

Tab. 2: Dated growth disturbances in individual years and potential causal meteorologic events.

Z výsledků v tabulce 2 je patrné, že aktivita strží i nátrží je za zrekonstruované období srovnatelně zastoupena. Je rovněž patrné, že materiál se z břehových nátrží



Obr. 2: Základní schéma použitých dendrogeomorfologických přístupů: A – příčný řez ohnutou částí kmenu s přítomností reakčního dřeva, B – příčný řez poškozenou a zajizvenou částí kmenu s přítomností traumatických pryskyřičných kanálků.

Fig. 2: Basic scheme of used dendrogeomorphic methods: A – cross section of bended part of stem with occurrence of reaction wood, B – cross section of damaged and cicatrized part of stem with occurrence of traumatic resin ducts.

do hlavního toku dostával spíše ve starším období. Naopak materiál ze strží byl významně transportován až v období posledních dvou dekád. Pro komplexní výzkum je však v budoucnu potřeba vybrat další vhodnou lokalitu, s vyšší hustotou stromů, pro dendrogeomorfologickou analýzu.

Je možné předpokládat, že nejintenzivnější dotace sedimentů do toku nastává buďto během vysokých vodních stavů při povodních, kdy tok podemílá břehy, přičemž může dojít k sesutí nepevněného materiálu ze svahů, nebo při extrémních srážkových událostech. Pro vyhodnocení vlivu srážkových úhrnů na pohyb materiálu ze zdrojnic byla využita data z nejbližší meteorologické stanice Lysá hora. Vyhodnoceny byly maximální jednodenní srážky a maximální týdenní srážky za každý datovaný rok (tab. 2). Ve více než polovině případů byl maximální jednodenní srážkový úhrn vyšší než 100 mm a ve dvou případech dokonce vyšší než 200 mm. Jedná se o velmi vysoké srážkové úhrny, při nichž v Moravskoslezských Beskydech vznikají i blokovobahenní proudy (Šilhán – Pánek 2010).

Průměrná roční hodnota srážek za celé období 1964–2007 je 1 491 mm. Průměrný maximální týdenní úhrn srážek za všechny zjištěné roky je 304 mm. Je to tedy téměř 20 % průměrného ročního úhrnu srážek. Takové množství srážek v daném časovém horizontu může dostatečně nasytit vrstvu zvětraliny, která je následně mobilizována do říčního koryta a představuje tak zdroj sedimentů.

Tato studie se pokusila naznačit možnost nového přístupu ke zjišťování časové dotace sedimentů do vodních toků, a to pomocí dendrogeomorfologických metod. I přes omezení, zejména stářím analyzovaných stromů a jejich prostorovou distribucí, je možné získat velmi hodnotná data, jinými způsoby nedosažitelná.

Tento příspěvek vznikl za podpory projektu Grantové agentury ČR č. P209/10/0309: „Vliv historických klimatických a hydrometeorologických extrémů na svahové a fluvialní procesy v oblasti Západních Beskyd a jejich předpolí“.

Literatura

- Bollschiweiler, M. – Stoffel, M. (2010): Tree rings and debris flows: recent developments, future directions. – *Progress in Physical Geography*, 34, 625–645.
- Hradecký, J. – Škarpich, V. (2009): General Scheme of the Western Carpathian Stream Channel Behaviour. – In: Mentlík, P. (ed.): *Geomorfologický sborník* 8, 19–19. Česká asociace geomorfologů. Kašperské hory.
- Malik, I. (2008): Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland). – *Geomorphology*, 93, 421–436.
- Nagy, E. – Franceschi, R. V. – Solheim, H. – Krekling, T. – Christiansen, E. (2000): Wound-induced traumatic resin duct development in stems of Norway spruce (Pinaceae): anatomy and cytochemical traits. – *American Journal of Botany*, 87, 302–313.
- Perret, S. – Stoffel, M. – Kienholz, H. (2006): Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps—A dendrogeomorphological case study. – *Geomorphology*, 74, 219–231.
- Shroder, J. F. (1978): Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. – *Quaternary Research*, 9, 168–185.
- Stefanini, M. C. (2004): Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. – *Geomorphology*, 63, 191–202.
- Stoffel, M. – Bollschiweiler, M. (2008): Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 187–202.
- Šilhán, K. – Pánek, T. (2010): Fossil and recent debris flows in medium–high mountains (Moravskoslezské Beskydy Mts, Czech Republic). – *Geomorphology*, 124, 238–249.
- Škarpich, V. – Galia, T. – Hradecký, J. – Peč, J. (2010): Identifikace (dis)konektivit vodních toků za využití makrogranulometrické analýzy korytových sedimentů (Moravskoslezské Beskydy). – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* 2009, 199–204.
- Škarpich, V. – Hradecký, J. (2010): Vliv vodních staveb na změny morfologie toků v předpolí Moravskoslezských Beskyd. – In: *Juniorstav 2010*, 269–269, *Vysoké učení technické v Brně*. Brno.
- Zielonka, T. – Holeksa, J. – Ciapała, S. (2008): A reconstruction of flood events using scarred trees in the Tatra Mountains, Poland. – *Dendrochronologia*, 26, 173–183.

SPODNOBADENSKÉ KLASTICKÉ SEDIMENTY ZASTIŽENÉ V LOMU KALCIT (BRNO-LÍŠEŇ)

The Lower badenian clastic sediments found in the Kalcit Quarry, (Brno-Líšeň)

Pavla Tomanová Petrová¹, Helena Gilíková¹, Slavomír Nehyba²

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: pavla.petrova@geology.cz

² Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz

(24-41Vyškov)

Key words: Carpathian Foredeep, Miocene, sedimentology, petrography, foraminifers

Abstract

Four lithofacies (Sm, Sp, Gt and Gm) were recognised within Brno sands in the quarry of the Kalcit company (Brno-Líšeň). They indicate sedimentation of coarse-grained sands of deltaic environment (Gilbert delta). Generally, direction of transport is to SE. Based on foraminifers, intraclasts document different depositional environment of the Karpatian and the Lower Badenian. Garnet dominates in the assemblage of transparent heavy minerals.

Úvod

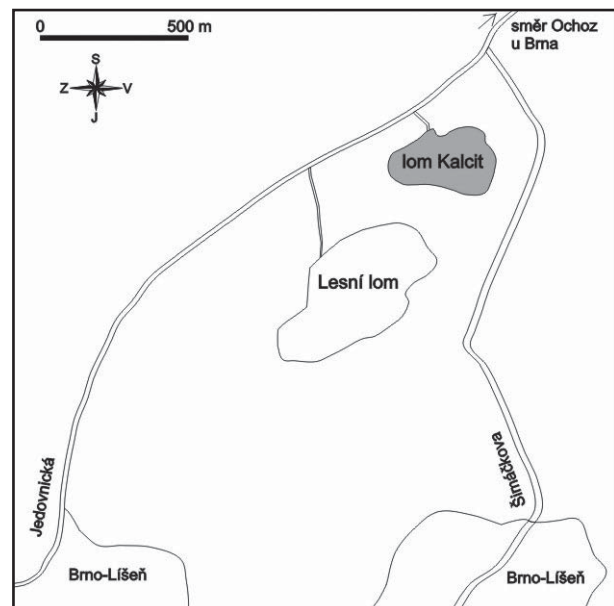
Na Líšeňsku dříve existovalo několik činných lomů ve vápencích. Postupně v nich byla těžba zastavena, činné zůstaly pouze Lesní lom a lom firmy Kalcit – dříve též označovaný Lom líšeňské vápenky (obr. 2a). Nalézají se j. od silnice spojující Brno a Ochoz u Brna (obr. 1). Jsou v něm těženy vápence macošského souvrství, které jsou transgresivně překryty miocenními sedimenty, zejména brněnskými písky. Výška stěny se pohybuje kolem 5 m a je orientovaná ve směru SV–JZ. Jiné sedimenty vyplňují kapsy ve vápencích. Pro svůj rozsah i sedimentologickou pestrost byla lokalita zařazena do databáze „Významných geologických lokalit“ pod patronací České geologické služby.

Geologická situace

Podloží spodnobadenských písků tvoří v dané lokalitě paleozoické mokerské vápence macošského souvrství (vápence 4. cyklu dle Hladila 1983). Mokerské vápence macošského souvrství (svrchní frasn) tvoří 30–100 cm mocné lavice agregátových vápenců. Jedná se o biodetritický, mikrito-peletový, horizontálně zvrstvený vápenc. Obsahuje amfipory – *Amphipora moravica* Zukalová, dále jsou přítomny stromatoporoidea a stromataky.

V horní hraně v. stěny lomu Kalcit jsou tyto vápence rozrušeny abrazí spodnobadenského moře. Příboj zde vymodeloval hluboké a otevřené rozsedliny a nad hranou lomu zanechal dobře opracované balvany až metrových rozměrů. Povrch rozsedlin a příbojem opracovaných balvanů je narušen bioerozí. Jsou to především kruhové jamky až 10 cm v průměru typu *Circolites* isp. interpretované jako úkryty regulárních ježovek (obr. 2b) a šachty po vrtavé činnosti mlžů *Gastrochaenolites* isp. (Mikuláš 2004).

V hlubokých depresích a rozsedlinách se nachází vápencová sekundárně stmelená brekcie, která obsahuje

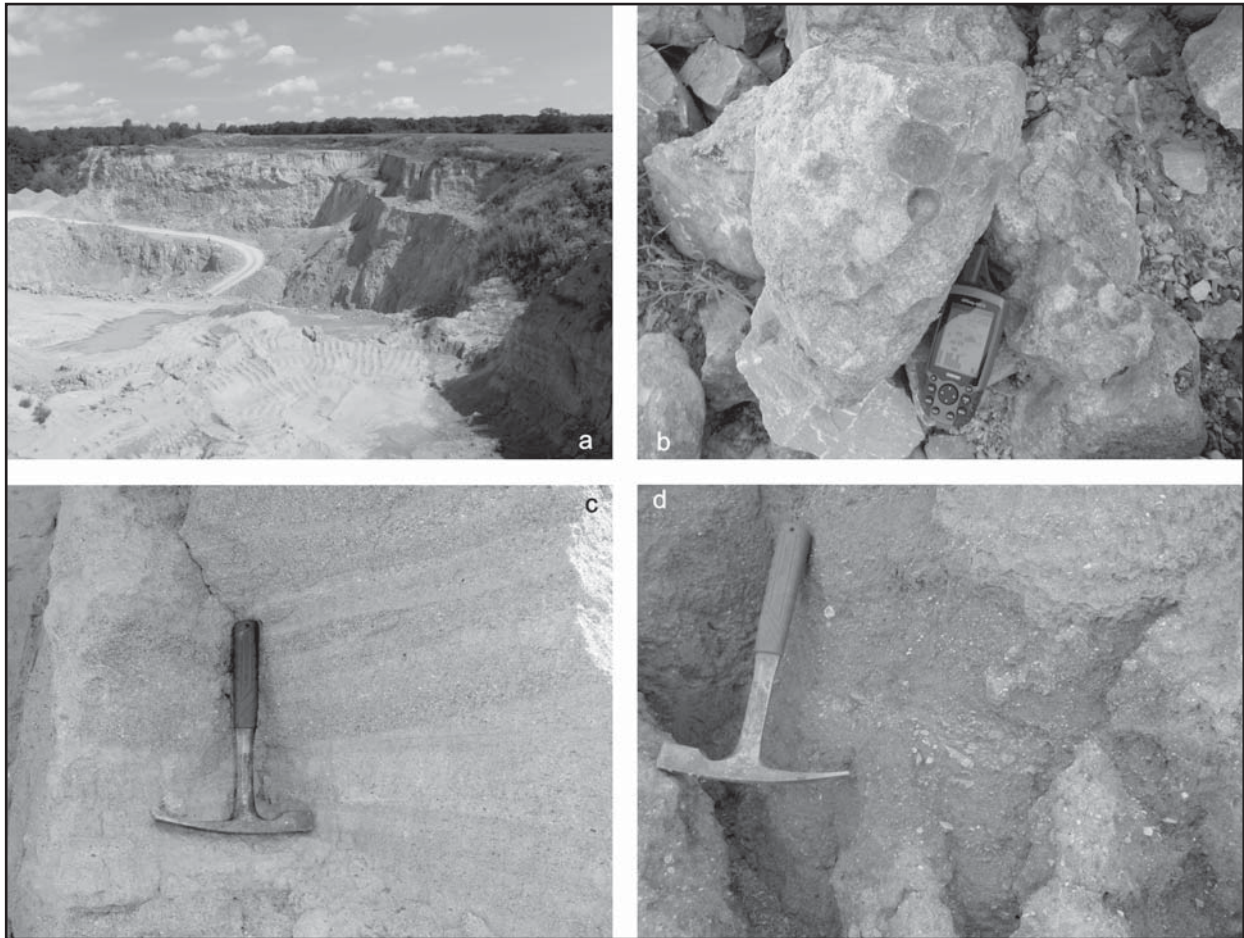


Obr. 1: Situační plánec lokality.

Fig. 1: Situation of the locality.

pouze ostrohranné úlomky vápence. Okraje depresí jsou vyplněny limonitem. Z dokumentace z 90. let vyplývá (Hladil 1987, cf. Cicha et al. 1968, Brzobohatý – ústní sdělení), že kapsy vápenců místy vyplňovaly žluté, slabě vápnité písky o mocnosti asi půl metru. Písky obsahovaly korodované schránky foraminifer rodů *Elphidium* a *Cibicides* a převahu silimanitu a staurolitu ve frakci průsvitných těžkých minerálů. Na základě těchto indicií autoři uvažovali o mělkovodní facii ?eggenburgu, která byla popsána i ve vrtech v okolí Šaratic, např. ve vrtu Cf-M-45 (hloubka 265–270 m) – sensu Hladil 1987.

V nadloží vápence i vápencové brekcie vyplňující kapsy se ve spodním badenu transgresivně ukládala



Obr. 2: a – Celkový pohled na lom firmy Kalcit od JZ; b – úkryty regulárních ježovek (typ *Circolites* isp.); c – planární šikmé zvrstvení v brněnských píscích; d – hojně, zeleně zbarvené jílové intraklasty.

Fig. 2: a – General view of quarry of firm Kalcit from SW; b – shelters of regular echinoids (typ *Circolites* isp.); c – planar cross bedding in Brno sands; d – numerous, green coloured clay intraclasts.

střednozrnny až hrubozrnny písek, pískovec až drobnozrnny slepenec. Mocnost brněnských písků v blízkosti lomu se pohybuje okolo 5 až 7 m, což potvrzují také vrty V-113, MV-106 a MV-105 (Lang – Lavriněnko 1978).

Metodika

Na základě litologie a strukturních znaků byly sedimenty v dostupné části sz.–jv. orientované stěny rozděleny do několika litofacií podle Mialla (1996). Z jílových závalků byly odebrány vzorky na paleontologické studium, z hrubozrného písku byl odebrán vzorek na výbrus a pro studium asociací průsvitných těžkých minerálů (Otava 2010). Z asociací těžkých minerálů byl vyseparován granát a ten dále analyzován pomocí elektronové mikrosondy Cameca SX-100 (operátor P. Gadas) na Ústavu geologických věd PŘF MU v Brně. Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm , proud 30 nA, načítací čas 20 sekund. Jako standardu bylo užito (Ka X-ray linie): augit (Si, Mg), ortoklas (K), jadeit (Na), chromit (Cr), almandin (Al), andradit (Fe, Ca), rodonit (Mn), TiO (Ti). Vzorky pro paleontologické studium byly namočený do roztoku jedlé sody a poté vyplaveny na sítěch o velikosti oka 0,063 mm, dále determinovány pod binokulárním mikroskopem zn. WILD.

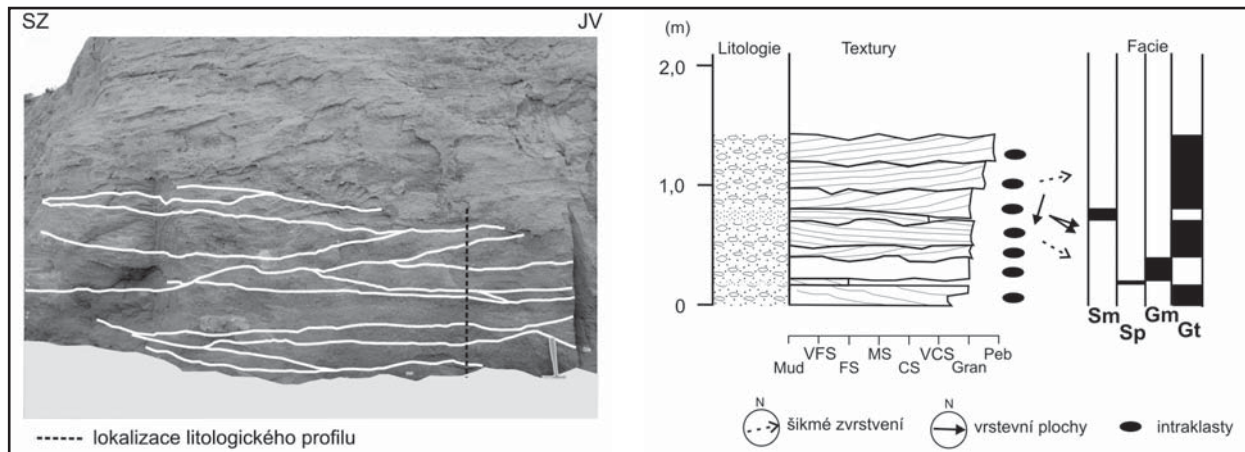
Sedimentologie

Detailnějším sedimentologickým studiem části odkrytého profilu (obr. 3) byly vyčleněny 4 litofacie.

Litofacie Sm – jedná se o masivní světle hnědošedý jemnozrnny až střednozrnny písek, který je částečně jílovitý. Písek je velmi špatně vytríděný. Písky litofacie Sm zaujímají ve studovaném profilu 7,3 %, tvoří v něm klínovité těleso, které má ostrou zvlněnou bázi i svrchní vrstevní plochu.

Litofacie Sp – jedná se o světle hnědošedý jemnozrnny písek, který je relativně dobře vytríděný. Typickým znakem pro něho je hrubé planární šikmé zvrstvení (obr. 2c). Těleso má nepravidelně čokkovitý tvar s ostrou zvlněnou bázi i svrchní vrstevní plochou. Písky litofacie St zaujímají ve studovaném profilu 3,2 %.

Litofacie Gt – jedná se o drobnozrnny štěrk („gravelit“), který se ve formě lamin střídá s hrubozrnny pískem. Obsahuje polozaoblené až poloostrohranné klasty křemene obvykle do 0,7 cm, vzácně až 5 cm. Větší klasty jsou relativně hojnější podél nepravidelně zvlněné báze. Poměrně časté jsou nazelenalé jílové závalky do 2 cm. Těleso gravelitu má klínovitý až ploše deskovitý tvar s ostrou zvlněnou bázi i svrchní vrstevní plochou. Uvnitř tělesa bylo málo zřetelné korytovité šikmé zvrstvení, které má



Obr. 3: Sedimentologický profil se zastoupením jednotlivých vyčleněných facií.
 Fig. 3: Sedimentological profile with representation of exampit facies.

obvykle mírný sklon. Štěrky litofacie Gt zaujímají největší část ve studovaném profilu a to 75,6%.

Litofacie Gm – jedná se o masivní, světle hnědý špatně vytřídněný štěrk („gravelit“). Obsahuje závalky jílu do 1 cm v průměru, koncentrované především podle nerovné báze. Těleso má klínovitý až ploše deskovitý tvar s ostrou zvlněnou bází i svrchní vrstevní plochou. Štěrky litofacie Gm zaujímají ve studovaném profilu 13,9%.

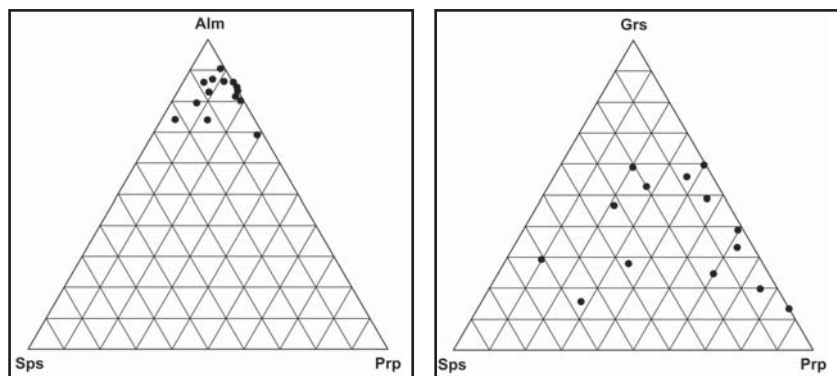
Z hrubozrnných písků byl odebrán vzorek na výbrus. Ve výbrusu se jeví jako špatně zrnitostně vytřídněný, sekundárně karbonátem zpevněný vápnnitý pískovec až písčité vápenec. Stupeň opracování klastů je středně dobrý. Kromě poloostrohranných až polozaoblených zrn křemene, ojedinělých živců (plagioklasy převažují nad K-živci) a lupínků slíd (do 20%), z kterých mírně převažuje muskovit nad biotitem, jsou v hornině výrazně zastoupeny úlomky mikritických vápenců. Z dalších litických úlomků se v hornině vyskytují zlomky granitoidů, rul, svorů, fylitů a pískovců. Zbytky schránek foraminifer, ostnokožců, mechovek a koralinních řas jsou v hornině zastoupeny do 10%. V akcesorickém množství je přítomen granát, turmalín a ojediněle i glaukonit (do 1%) a epidot. Základní vápnnitá hmota má bazální charakter a je tvořena sparitem a drobnými křemennými zrny.

Z asociací průsvitných těžkých minerálů Otava (2010) zjistil, že v písčích na studované lokalitě výrazně dominují granáty (75,1 mod. %), dále je pak výrazněji zastoupen apatit (9,8 mod. %) a staurolit (5,7 mod. %). Dominují granáty s chemickým složením: 37,5 mod. % grosulár-almandinové granáty ($Alm_{66-79}Grs_{11-20}Prp_{5-14}Sps_{0-7}Andr_{0-1}$) a 31,2 mod. % pyrop-almandinové granáty ($Alm_{59-83}Prp_{10-25}Grs_{2-13}Sps_{0-3}$). Z dalších typů granátů byly zjištěny granáty spessartin-almandinové, z nichž některé mají výrazné zastoupení pyropu (obr. 4).

Paleontologie

Brněnské písky obsahují relativně bohatou mělkovodní foraminiferovou faunu s taxony *Nonion commune* (d'Orb.), *Elphidium hauerinum* (d'Orb.), *E. fichtelianum* (d'Orb.), *E. cf. crispum* (L.), *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.), *Bolivina antiqua* d'Orb., *Lenticulina* sp., *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Ammonia* sp. a dalšími. Schránky jsou špatně zachovalé, korodované, dokládající proces transportu. Charakteristika společenstev z brněnských písků je v plné shodě s výsledky Bubíka – Petrové (2004).

Drobné závalky, hojně se v písčích vyskytující, jsou nejčastěji 3–10 cm velké, béžové, šedé a šedozelelé barvy (obr. 2d). Pomocí foraminifer byly datovány do karpátu a v menší míře do spodního badenu. V závalcích spodnobadenského stáří se spolu s foraminiferami vyskytují fragmenty zoárií mechovek a ostnů ježovek, bentosní složka společenstva mírně převažuje nad planktonní. Hojněji se nalézají lentikuliny, boliviny a buliminy, z planktonu globigeriny. Závalky pocházející z karpátu obsahují různě bohatou a diverzifikovanou faunu foraminifer doprovázenou fragmenty ostnů ježovek, zoárií mechovek, jehlic hub, kostí kostnatých ryb a schránek ostrakod a měkkýšů. Byla pozorována typická společenstva foraminifer karpatského věku Centrální Paratethydy s dominancí planktonní složky společenstva a hojnými euryoxybiontními druhy [*Pappina*



Obr. 4: Složení detritických granátů v diagramech almandin-pyrop-spessartin (Alm-Prp-Sps) a grosulár-pyrop-spessartin (Grs-Prp-Sps) ze studované lokality.

Fig. 4: Composition of detritic garnates in diagram almandine-pyrope-spessartite (Alm-Prp-Sps) and grossularite-pyrope-spessartite (Grs-Prp-Sps) in the locality under study.

breviformis (Papp et Turn.), *Uvigerina graciliformis* Papp et Turn., *Cassidulina laevigata* d'Orb., *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Bolivina dilatata* Rss., *Bulimina elongata* d'Orb., *B. striata* d'Orb., *Cassigerinella boudecensis* Pok., *Globigerina ottangiensis* Rögl a další]. V dalším závalku byla poněkud odlišná foraminiferová fauna stáří karpatských s druhu podobnými metráži 32,9 m ve vrtu P1 Černovice (Nehyba et al. 2011). Ve společenstvu byly více zastoupeny bentosní foraminifery nad planktonními, které byly zastoupeny globigerinami a globigerinoidy. V bentosní složce byly pozorovány druhy *Uvigerina graciliformis* Papp et Turn., *Elphidium* cf. *crispum* (L.), *E. fichtelianum* (d'Orb.), *Nonion commune* (d'Orb.), *Ammonia beccarii* (L.), *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.), *Asterigerinata planorbis* (d'Orb.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.) a další.

Závěr

Na lokalitě byly v rámci spodnobadenských sedimentů vyčleněny 4 litofacie, které vykazují znaky typické pro sedimentaci z vodního, případně gravitačního proudu. Směr transportu je generálně k JV, přičemž směr akrece jednotlivých vyčleněných těles se částečně měnil, docházelo k překládání aktivních částí a částečné erozi dříve usazeného materiálu. Studovaný odkryv je součástí rozsáhlejšího klastického tělesa, neboť sedimenty lze dobře srovnat s regionálním vývojem „klastických“ spodnobadenských sedimentů označovaných jako brněnské písky (Krstek 1974), které jsou známy v širší oblasti v s. a sv. okolí města Brna. Tyto sedimenty jsou interpretovány jako produkt depozice v rámci hrubozrnné delty, která směrem k JV pokračovala do spodnobadenské karpatské předhlubně s marinní sedimentací (Nehyba 2001).

Poškozené schránky foraminifer v brněnských píscích dokládají transport a vyšší energii prostředí sedimentace. Závalky v brněnských píscích obsahují typickou faunu karpatskou a spodního badenu. Paleontologická charakteristika společenstev z jednotlivých závalků ukazuje na různá zdrojová prostředí intraklastů.

Písky na studované lokalitě mají výrazně převažující granatickou asociaci průsvitných těžkých minerálů. Toto se shoduje obecně s trendem ve složení asociací průsvitných těžkých minerálů v sedimentech spodního badenu. U sedimentů spodního badenu se předpokládá zdroj z nezralého detritu z čela karpatských příkrovů (např. Nehyba – Buriánek 2004) a z kulmu Dražanské vrchoviny (např. Otava 2010). Větší část studovaných granátů odpovídá svým chemickým složením granátům nacházejícím se v detritu sedimentů myslejovického souvrství (srovnej Čopjaková 2007). Část granátů taktéž může pocházet z hornin brněnského masivu, jak to také dokládá výskyt granitoidních úlomků v hornině. O pravděpodobné dotaci hornin brněnského masivu vypovídá i lokalita v Brně-Lišni (u tramvajové zastávky Kotlanova), kde mají spodnobadenské písky a šterky charakter jen lokálně přemytých zvětralín brněnského masivu, které postupně do nadloží přecházejí do rezavých polymiktických šterků a písků.

Poděkování

Děkujeme za finanční podporu projektu České geologické služby č. ú. 390003 – Základní geologické mapování území České republiky 1 : 25 000, 2008–2014, Brněnsko, majitelům firmy Kalcit s. r. o. za vstřícný přístup a umožnění vstupu do jejich těžebny a P. Pálenskému za kritické pročtení rukopisu.

Literatura

- Bubík, M. – Petrová, P. (2004): Foraminifery brněnských písků ve vrtu Černovice TGB-1. – Geol. výzk. Mor. Slez., 11, 14–17. Brno.
- Cicha, I. – Čtyroká, J. – Krstek, I. (1968): Zpráva o výzkumech v terciéru na listu Brno-východ. – Zpr. geol. Výzk. v r. 1968, 1, 214–216. Praha.
- Čopjaková, R. (2007): Odraz změn provenience v psefitické a psamitické frakci sedimentů myslejovického souvrství. – MS, disertační práce, PřF MU Brno.
- Hladil, J. (1983): Cyklická sedimentace v devonských karbonátech macošského souvrství. – Zemní plyn a nafta, XXVIII, Vol. 1, 1–14. Hodonín.
- Hladil, J. et al. (1987): Vysvětlivky k listu Mokrý. – MS, ÚÚG Brno.
- Krstek, I. (1974): Výsledky sedimentologického výzkumu sedimentů spodního badenu v karpatské předhlubni (na Moravě). – Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brunensis, Geol., XV, 8, 1–32. Brno.
- Lang, L. – Lavriněnko, M. (1978): Cementárna Maloměřice. Surovina: cementářská. – MS, Unigeo, Ostrava.
- Miall, A. D. (1996): The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. – Springer-Verlag, 1-582. Berlin, Heidelberg, New York.
- Mikuláš, R. (2004): Bioerosion in the geologic record of the Czech Republic. Field trip guide for the pre-conference excursion. – 4th International Bioerosion Workshop, August 22–28, Czech Republic. Institute of Geology Academy of Sciences of the Czech Republic, Prague.
- Nehyba, S. (2001): Lower Badenian coarse-grained deltas in the southern part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic). – Abstracts of IAS Meeting 2001, 97. Davos.
- Nehyba, S. – Buriánek, D. (2004): Chemismus detritických granátů a turmalínů – příspěvek k určení provenience jemnozrnných neogenních sedimentů karpatské předhlubně. – Acta Mus. Moraviae; Sci. geol. LXXXIX, 149–159.
- Nehyba, S. – Tomanová Petrová, P. – Jakobová, P. – Krásný, O. (2011, v tisku): Neogenní sedimenty karpatské předhlubně ve vrtech P1, P2 a M1 Černovice. – Geol. Výzk. Mor. Slez., 18, 1. Brno.
- Otava, J. (2010): Těžké minerály kenozoika Brněnska: možnosti a úskalí interpretací. – Geol. Výzk. Mor. Slez., 17, 1–2, 81–84. Brno.

MEZOZOIKUM

MESOZOIC

PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY STRATIGRAFICKÉHO VÝZKUMU JURY NA HÁDECH U BRNA

Preliminary results of stratigraphic investigations of the Jura at Hády Hill near Brno

Miroslav Bubík, Vít Baldík

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

(24-41 Vyškov)

Key words: Bohemian Massif, Oxfordian, stratigraphy

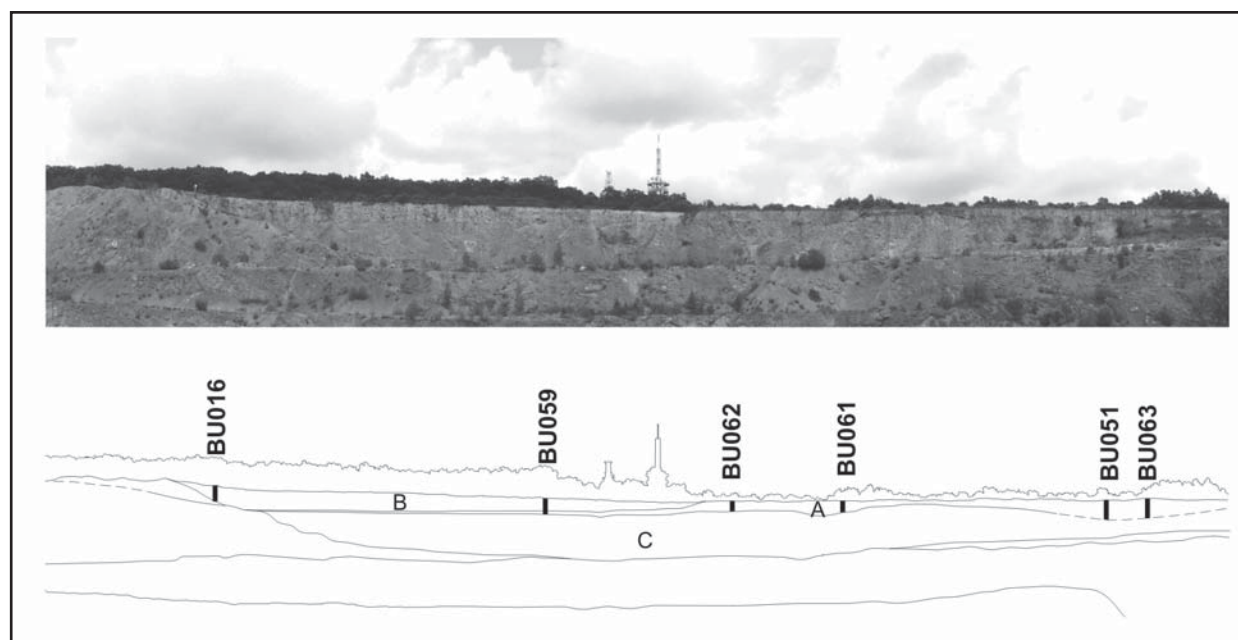
Abstract

Small remnant of Jurassic sediments at Hády Hill near Brno in Moravia (Czech Republic) comprises 8 m thick conglomerates and detritic limestones and 5 m thick cherty limestones. Pebbles of greenish radiolaria-bearing claystones and marls within the conglomerate are evidence of older Jurassic sedimentation. The detritic limestones contain bivalves *Pteroperna* sp., *Cardita* sp., *Oxytoma inaequalis* while the cherty limestones are rich in brachiopods, belemnites, and ammonites assigned to the *Transversarium* zone by earlier authors. Recorded benthic foraminifers *Paalzowella feifeli*, *Spirillina kuebleri*, *S. andreae* and *Trocholina nodulosa* indicate the Middle Oxfordian what contradicts the presence of planktonic *Globuligerina oxfordiana* considered to be Lower Oxfordian marker.

Úvod

Výskyty jury v okolí Brna představují denudační relikty karbonátové platformy, která více či méně souvisle pokrývala východ Moravy až do okolí Znojma, Třebíče a Svitav a byla snad spojena průlivem s jurou v severních Čechách a dále na S (Chlupáč et al. 2002). V okolí Brna vykazují jurské karbonáty značnou faciální proměnlivost od detritických vápenců s faunou mlžů, přes spikulitové biomikrity s hojným nektonem (amoniti, belemniti), po spongiové biostromy a korálové vápence. Tato promě-

livost ukazuje na značnou morfologickou členitost reliéfu v jurě. Směrem na J a na V brněnská jura sousedí se souvislou karbonátovou jurou zasahující v podloží vídeňské pánve a vnějších příkrovů karpatského flyše až k Vídni. Ekvivalentem vápenců okolí Brna jsou zde vranovické vápence a dolomity (Adámek 1986). První zmínku o reliktu jury na Hádech publikoval Makowsky (1893). První krátký soupis makrofauny pak zveřejnil Oppenheimer (1932) a na jejím základě karbonáty zařadil do amonitové zóny *Transversarium*, odpovídající nejvyššímu střednímu



Obr. 1: Lom Hády s vyznačením dokumentovaných profilů. Oxford: A – spodní člen, B – svrchní člen; devon: C – zvrásněné hádsko-říčské vápence.

Fig. 1: Hády Quarry with situation of documented sections: Oxfordian: A – lower member, B – upper member; Devonian: C – folded Hády-Řičky Limestones.

oxfordu. V poválečném období studoval litologii a stratigrafii brněnské jury Eliáš (1969). Později rovněž popsal mikrofacie karbonátů (Eliáš 1981). Kromě drobnějších paleontologických prací se paleontologií jury na Hádech nověji zabýval pouze Kuboš (1982), který provedl moderní revizi terebratulidních brachiopodů.

Metodika a materiál

Vzhledem k tomu, že velká část výchozu jury v horní části stěny nejvyšší etáže lomu na Hádech je nepřístupná, byla dokumentace provedena za pomoci speleologické techniky a lana. Zdokumentováno bylo celkem 6 profilů (obr. 1, 2), které dostatečně ilustrují stratigrafii a faciální vývoj reliktu jury na Hádech.

Z vápenců byla získána mikrofauna pomocí acetolýzy v 80% kyselině octové metodou popsanou Lirerem (2000) a plavením na sítu 0,063 mm v mikropaleontologické laboratoři České geologické služby v Brně. Z části vzorků byly zhotoveny výbrusy v laboratoři ČGS na Barrandově k petrografickému i mikropaleontologickému studiu. Doplňkové vzorky hornin, výbrusy a získaná mikrofauna jsou součástí hmotné dokumentace ČGS v Brně.

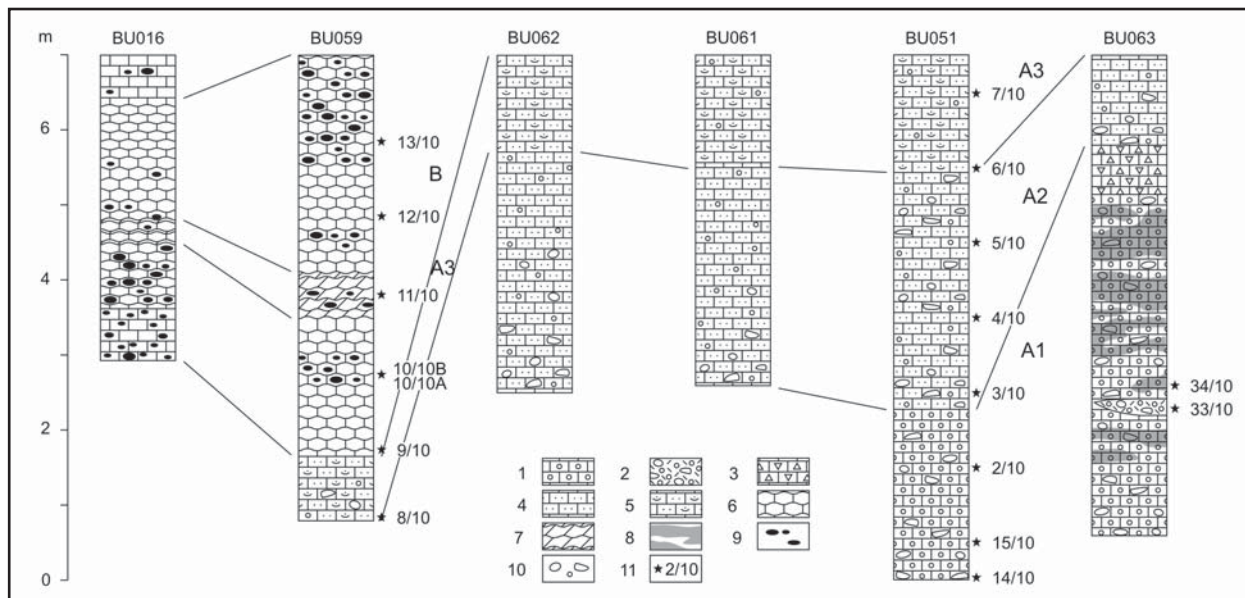
Litologie a sedimentologie

Jura na Hádech se dá rozdělit na dva litologicky odlišné členy: A) slepenec a detritické vápence, B) rohovcové vápence. Tyto členy se dají dále detailněji dělit na základě litologických změn (obr. 2).

A) **Vápnitý slepenec a detritický vápence.** Tyto sedimenty jsou odkryty hlavně v jv. části stěny lomu na Hádech. Větší část reliktu jury na Hádech byla odtěžena, takže zbývající plocha uvedených sedimentů nepřesahuje

2 ha. Celková mocnost je kolem 8 m. Na detailně zvrázněné hádko-říčské vápence transgredují jurské slepenec s úhlovou diskordancí. Na bázi byla pozorována vanovitá i ostře zařízlá koryta několik desítek až několik metrů široká a hluboká 1 až 3 m (Eliáš 1989). V rámci členu se dají vydělit odspoda nahoru následující vrstvy:

A1) **Vápnitý slepenec.** Převládá světle hnědošedý drobně až středně zrnitý slepenec s hrubě psefitickou příměsí a s podporou klastů. Matrix je tvořena sparitickým, popřípadě mikriticko-sparitickým detritickým vápencem. Klasty jsou převážně subovální. Z hlediska složení je nejčastější křemen, kaolinizované živce, šedé rohovcové vápence a slínovce, černé rohovce, zelenošedé vápnité jílovce a jíly, rozložené granodiority a ortoruly s výraznou lineací. Zelenošedé jíly a jílovce pocházejí ze staršího jurského sedimentárního cyklu a obsahují kalcifikované radiolarie. Valouny jílu a jílovců jsou často intenzivně navrtány mlži (vrtyby *Gastrochaenolites* isp.). Až 20 cm velké subangulární a angulární ploché klasty rohovcových vápenců a rohovců pocházejí z podložních hádko-říčských vápenců (líšeňské souvrství). Poblíž jv. okraje výskytu jury (profil BU063) jsou slepenec místy červenohnědě zbarvené (viz obr. 2). Červenohnědé a šedé partie horniny se nepravidelně smouhovitě stýkají a prolínají. Ojedinele byla pozorována do 20 cm mocná rychle vyklíňující vložka drodivého tilloidního slepenec s hojnými závalky zelenošedých jílu a slínů, valouny křemene a rozloženého biotitického granodioritu. Na profilu BU063 tvoří strop vrstvy 65 cm mocná poloha rozpadavé vápencové brekcie s ostrohrannými úlomky rohovce. Maximální pozorovaná mocnost slepenec je kolem 5 m a směrem k SZ mezi profily BM051 a BM061 zcela vyklíňuje.



Obr. 2: Litologie jury v lomu na Hádech: 1 – konglomerát s vápencovou sparitickou matrix, 2 – tilloidní konglomerát s hojnými závalky jílu a slínovců, 3 – postdiagenetická vápencová brekcie s rohovci, 4 – detritický vápence, 5 – biodetritický písčité vápence, 6 – hlíznatý biomikritový vápence, 7 – hlíznatý dolomitický vápence, 8 – červenohnědá rozpadavá rezidua (produkt tropického zvětrávání), 9 – hlízy diagenetických rohovců, 10 – valouny a úlomky hornin, 11 – vzorky.

Fig. 2: Lithology of the Jurassic at Hády Quarry: 1 – conglomerate with sparitic limy matrix, 2 – tilloid conglomerate with abundant clay and marlstone clasts, 3 – post-diagenetic cherty limestone breccia, 4 – detritic limestone, 5 – biodetritic sandy limestone, 6 – nodular biomicritic limestone, 7 – nodular dolomitic limestone, 8 – red brown residues (products of tropical weathering), 9 – nodules of diagenetic chert, 10 – pebbles and rock fragments, 11 – samples.

A2) **Detritický vápenec** je na profilu BM051 spojen plynulým gradacním přechodem s podložním slepencem s podpůrnou strukturou klastů přes slepenec s podpůrnou strukturou matrix. Detritický vápenec obsahuje v celé mocnosti psefitickou příměs stejného složení jako podložní slepenec. Nehojně se vyskytují ploché subangulární klasty rohovcových vápenců a rohovců z hádsko-říčských vápenců až 10 cm (ojediněle 20 cm) v průměru. Maximální pozorovaná mocnost detritického vápence je 430 cm na profilu BU062 a dále k SZ klesá, až vyklíní mezi BU062 a BU059 (obr. 2).

A3) **Biodetritický písčité vápenec** tvoří strop spodního členu jury na Hádech. Je to světle hnědošedý biodetritický vápenec tvořený spariticko-mikritickou základní hmotou, hojnými bioklasty (zbytky ježovek, mechovky, mlži), písčitou a nehojně psefitickou příměsí. Od podložního detritického vápence se liší výrazně menším podílem psefitické složky, kterou tvoří drobné valounky křemene nepřesahující 5 %. Mocnost biodetritických vápenců na profilech BU051 a BU061 je 150 cm a dále k SZ klesá na 58 cm na profilu BU059 až zcela vyklíní před profilem BU016 (obr. 2).

B) **Rohovcové mikrobiosparitické vápence.** Tyto vápence konformně nasedají na spodní člen a v profilu stěny lomu na Hádech vyplňují asi 200 m širokou mísovitou depresi (obr. 1). Rohovcové vápence jsou světle šedé a zelenavě šedé, hlíznaté a lokálně dolomitizované. Silifikace se projevuje ostře i difuzně ohraničenými hlízami šedých a hnědošedých rohovců. Dolomitizované polohy mají charakter dolomitického vápence s klenci dolomitu v základní hmotě původního vápence. Mezi hlízami hlíznatého vápence je místy koncentrován zelenošedý slín jako reziduum po diagenetickém vzniku hlíz. Některé polohy vápenců obsahují zrna glaukonitu (do 2 %). Mezi bioklasty dominují jehlice hub doprovázené elementy ostnokožců a foraminiferami. Eliáš (1981) uvádí následující sled mikrofacií: biomikrosparit, výše intrabiosparit, dolosparit a konečně biomikrit. V nejvyšší části profilu BU016 vápence ztrácejí hlíznatost a je zde 57 cm mocná poloha světle hnědošedého lavicovitého rohovcového vápence. Pro malý rozsah polohy není jasné, zda jde o bázi vyššího podčlenu rohovcových vápenců nebo jen o lokální čocku. Maximální dochovaná mocnost je 560 cm (profil BU059).

Fosilní záznam

Obsah mikro- a makrofosilií se mění s litologií a zejména výrazný rozdíl je mezi faunou spodního a svrchního členu.

A1 – **vápenný slepenec** poskytl jen velice chudou faunu mlžů *Chlamys* sp. a ojedinělých *Gervilia* sp. nalezených vesměs v červenohnědých lateritických zvětralinách profilu BU063 a v sutí. Dále byly zjištěny ostny cidaridních ježovek. Mikrofauna získaná acetolýzou vápencové matrix slepenců je složena jen z rekrystalovaných jehlic hub a drti ostnokožců.

A2 – **detritický vápenec** je velice chudý a ojediněle byl nalezen mlž *Cardita* sp. Mikrofauna extrahovaná acetolýzou je obdobná jako v podložním slepenci (rekrystalované jehlice hub a drť ostnokožců).

A3 – **biodetritický písčité vápenec** je výrazně fosilnější. Biodetritická složka je tvořena především zbytky ježovek. Relativně hojně se vyskytují mlži, méně rame nonožci, mechovky a plži. Mlži jsou zastoupeni taxony *Pteroperna* sp., *Cardita* sp., *Oxytoma inaequalis* (Sow.), *Entolium* sp. a *Chlamys* spp. Hlavonožci zcela chybí. Z biodetritických vápenců byly acetolýzou získány foraminifery, *Paalzowella feifeli feifeli* (Paalz.), *Spirillina kuebleri* Mjatl., *S. andreae* Bielec., *S. concava* (Gümb.), *S. cf. gracilis* Terq., *Trocholina* sp. a *Glomospira variabilis* (K. et Z.). Kromě foraminifer se v tafocenóze mikrofauny vyskytuje hojně drť ostnokožců, jehlice hub a ojediněle i ostrakodi.

B – **rohovcové vápence** jsou paleontologicky výrazně bohatší než podložní sedimenty a z nich vesměs pochází dosud popisovaná fauna (Oppenheimer 1932, Kuboš 1982). Makrofauna je zastoupena dominantními terebratulidními ramenonožci. Velmi hojní jsou amoniti a belemniti a zbytky ostnokožců. Méně častá je další fauna: mlži, břichonožci, houby, sedivci, zuby žraloků aj. Mikrofauna získaná acetolýzou je zastoupena dominantními spikulami hub (převážně typ sterraster), drti ostnokožců a foraminiferami. Z vápenného foraminiferového bentosu se vyskytují *Spirillina* spp., *Trocholina nodulosa* S. et S., *Paalzowella feifeli feifeli* (Paalz.), *P. feifeli seiboldi* Lutze, *Lenticulina* spp., *Ophthalmidium* sp. aj. Hojně se vyskytují i aglutinované foraminifery *Glomospira variabilis* (K. et Z.), „*Textularia*“ gr. *jurassica* (Guemb.), *Recurvoides universus* (Haeus.), a zástupci rodů *Tolypammina*, *Thurammina*, *Haplophragmoides* a *Bicazammina*. Vzácně se objevují planktonické foraminifery *Globuligerina oxfordiana* (Grig.). Jejich podíl ve foraminiferové tafocenóze nahoru roste a ve stropě členu (vzorek 13/10) dosahuje 20 %.

Samostatnou kapitolu představuje mikrofauna zelenošedých závalků ze slepenců a detritických vápenců spodního členu jury. Výplav z řady těchto závalků obsahoval hojně kalcifikované kulovité radiolarie (*Spumellaria*, gen. indet.). V jednom závalku se ojediněle vyskytly foraminifery *Spirillina* sp. a četnější fragmenty redeponovaných konodontů.

Biostratigrafie

Hlavonožci jsou stratigraficky nejcennějšími fosiliemi pro stratigrafické zařazení studovaných sedimentů. Dříve publikované nálezy amonitů *Cardioceras lorioli* Oppenh., *C. cordatum* (Sow.), *Perisphinctes cf. brunensis* Oppenh., *P. cf. birmensdorfensis* Oppenh., *Goliathites cf. goliathus* (d'Orb.) atd. dovolují zařazení rohovcových vápenců do vyšší části zóny *Transversarium* – nejvyšší střední oxford (Oppenheimer 1932, Kuboš 1982). Poměrně bohatá foraminiferová fauna s *Paalzowella feifeli* (Paalz.), *Spirillina kuebleri* Mjatl., *S. andreae* Bielec. a *Trocholina nodulosa* S. et S. z biodetritického písčitého vápence (vrstva A3) a z rohovcových vápenců indikuje stáří středního oxfordu. Výskyt planktonických foraminifer *Globuligerina oxfordiana* (Grig.) je z různých oblastí Evropy uváděn ze spodního oxfordu (BouDagher-Fadel et al. 1997).

Diskuze

Zajímavý problém představuje otázka nejstarší jurské sedimentace v okolí Brna. Bazální poloha vápňitých slepenců na Hádech obsahuje hojné závalky zelenošedých vápňitých jílu, jílovců, slínů a slínovců. Jíly a slíny obsahují mikrofaunu, která je bez jakýchkoli pochybností jurská. Masový výskyt radiolarií ukazuje na podmínky spíše hlubšího otevřeného moře, eventuálně pobřežních výstupných proudů přinášejících živinami bohaté vody z oceánu. Takové podmínky mohou nastat např. i v zálivech či průlivech zasahujících do karbonátové plošiny. Pro rozhodnutí, zda se jedná o nižší střední nebo spodní oxford, či dokonce callovia, zatím chybí dostatečná biostratigrafická data. Litologicky velmi podobné jíly byly provrtány na bázi oxfordských vápenců ve vrtu Slatina S-1. Zelené jíly byly rovněž pozorovány na bázi vápenců v zářezu tramvajové dráhy na svahu Bílé hory (Karásek 1985).

Celý spodní člen jury na Hádech se uložil pravděpodobně v relativně mělkovodním prostředí poblíž pobřeží s výraznou abrazií. Až 20 cm velké subangulární a angulární ploché klasty paleozoických rohovcových vápenců ukazují na relativně krátký transport. Makrofauna s dominancí mlžů a ježovek odpovídá prostředí vnitřního šelfu. Na bázi slepenců pozoroval Eliáš (1989) vedle hrubozrnných brekcií tvořených plochými úlomky hádsko-říčských vápenců se zelenošedou jílovitou matrix i rudohnědé vápňité slepence a pískovce, červenohnědé a zelenošedé vápňité jílovce až slínovce. Tyto pestré horniny se dají nejspíše srovnávat s červenohnědými vápňitými slepenci a lateritickými rezidui na profilu BU063. Vznikly patrně tropickým zvětráváním před i během sedimentace spodního členu. O výrazném chemickém zvětrání svědčí rovněž klasty granodioritů, zcela rozložené na drolivou směs kaolinitu, chloritu a křemene.

Vápňité slepence a detritické vápence spodního členu byly dříve popisovány jako nadloží jurských vápenců a na základě mlžů *Chlamys* sp. a miocenních foraminifer interpretovány jako eggenburg (Kuboš 1984). Nová podrobná pozorování nicméně prokázala opačnou superpozici a miocenní foraminifery nebyly zjištěny v žádném z nově odebraných vzorků (obr. 2). Defilé lomové stěny z 80. let podleho pozdější těžbě a je tedy těžké posoudit správnost tehdejších pozorování. Nicméně, na základě nových pozorování je příslušnost vápňitých slepenců k eggenburgu nepravděpodobná.

Biodetritické písčité vápence představují klidnější a patrně hlubší prostředí v rámci vnitřního šelfu ve srov-

nání se slepenci. Naznačuje to výrazně vyšší diverzita makrofauny a objevení společenstva bentosních foraminifer. Toto společenstvo je možné srovnávat s foraminiferovou faunou vápenců Švédských šancí (Bubík 2010), Stránské skály a Bílé hory.

Vyšší člen jury na Hádech tvořený rohovcovými vápenci se usazoval ve výrazně hlubším a otevřenějším moři v rámci šelfu resp. karbonátové platformy. Svědčí pro to výrazný podíl hlavonožců i tafocenózy foraminifer se značným podílem aglutinovaných druhů. Navíc se objevují planktonické foraminifery a jejich podíl do nadloží výrazně roste, což indikuje prohlubování a/nebo zlepšení komunikace s otevřeným mořem. Stejný trend ukazuje i nahoru rostoucí podíl amonitů a belemnitů na úkor ramenonožců a ostnokožců (Kuboš 1982).

Předběžná biostratigrafická interpretace na základě foraminifer se potýká s určitými problémy. Je to rozpor mezi výskytem bentosu považovaného za střednooxfordský a planktonu dosud interpretovaného jako spodnooxfordský. Tuto situaci může vyřešit moderní zpracování amonitové fauny, vzhledem k řádově detailnější amonitové zonaci ve srovnání s foraminiferovou.

Závěry

Terénní pozorování a předběžné výsledky mikropaleontologie jurských sedimentů na Hádech prokázaly postupné prohlubování prostředí. Této sedimentaci předcházela sedimentace šedozelených jílu, jílovců, slínů a slínovců. Svědčí o ní závalky těchto hornin ve spodní části jurských sedimentů. Byly vymezeny dva neformální členy:

- 1) spodní – tvořený vápňitými slepenci, detritickými vápenci a biodetritickými písčitými vápenci,
- 2) svrchní – tvořený rohovcovými vápenci.

Rohovcové vápence svrchního členu jsou na základě dřívější interpretace amonitů řazeny k nejvyššímu střednímu oxfordu. Nasvědčuje tomu i společenstvo bentosních foraminifer, zatímco výskyt planktonu *Globuligerina oxfordiana* (Grig.) je různými autory dosud uváděn ze spodního oxfordu.

Červeně zbarvené horniny na bázi jurských sedimentů jsou interpretovány jako produkty tropického zvětrávání v juře. Dříve popisované slepence eggenburgu nebyly potvrzeny a nové výsledky je prakticky vylučují.

Profily na Hádech byly dokumentovány a mikropaleontologické vzorky vyhodnoceny v rámci projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnska v měřítku 1 : 25 000).

Literatura

- Adámek, J. (1986): Geologické poznatky o stavbě mezozoika v úseku Jih jihovýchodních svahů Českého masívu. – *Zem. Plyn Nafta*, 31, 4, 453–484. Hodonín.
- BouDagher-Fadel, M. K. – Banner, F. T. – Whittaker, J. E. (1997): The early evolutionary history of planktonic foraminifera. – Chapman & Hall, 269 str., London.
- Bubík, M. (2010): Foraminiferová fauna oxfordských vápenců na Švédských šancích u Brna. – *Geol. výzk. Mor. Slez.*, 17, 108–112. Brno.
- Eliáš, M. (1969): Zpráva o sedimentologickém výzkumu brněnské jury. – *Zpr. geol. Výzk v Roce 1968*, 216–219.
- Eliáš, M. (1981): Facies and the paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. – *Sbor. geol. Věd., Geol.*, 35, 75–144.
- Eliáš, M. (1989): Profil transgresivními jurskými uloženinami v Růženině lomu na Hádech u Brna. – *Zpr. geol. Výzk v Roce 1987*, 40–41.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Academia, 436 str. Praha.
- Karásek, J. (1985): Zaniklé a zanikající odkryvy v Brně. – *Zprávy Krajského vlastivědného muzea v Olomouci*, 237, 1–6.
- Kuboš, I. (1982): Paleontologické nálezy jury a miocénu na Hádech u Brna a jejich vyhodnocení. – MS (diplomová práce), PřF MU, Brno.
- Makowsky, A. (1893): Über ein Juraterrain auf dem Hadiberge bei Brünn. – *Verh. Naturforsch. Ver. Brünn*, 32, str. 35.
- Lirer, F. (2000): A new technique for retrieving calcareous microfossils from lithified lime deposits. – *Micropaleontology*, 46, 4, 365–369. New York.
- Oppenheimer, J. (1932): Der Malm des Hádyberges bei Brünn. – *Verh. Naturforsch. Ver. Brünn*, 63 (1931), str. 75.

PALEONTOLOGICKÉ NÁLEZY Z LOKALITY HRÁDOK

Paleontological findings from locality Hrádok

Michal Seko

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: michal.seko47@gmail.com

(25-44 Považská Bystrica)

Key words: Pieniny Klippen Belt, Czorsztyn Unit, Middle Jurassic, Bajocian, crinoidal limestones, fossils

Abstract

Crinoidal shoal complex Hrádok (Hatné village, Považská Bystrica district, Western Slovakia) is original integral part of the Pieniny Klippen Belt and belongs the Czorsztyn Unit (Krupianka Formation). The article summarizes current knowledge about geology and offers summary about new fossil finds from locality Hrádok. The finds consist of brachiopods (*Laevigaterhynchia* aff. *triplicosa*, *Monsardithyris ventricosa*, *Dictyothyris* aff. *drepanensis*), sea urchins (*Pygaster* sp.), crinoids (*Isocrinus nicoleti*), gastropod similar to genus *Pleurotomaria*, uncomplete ammonites, shark teeth (*Sphenodus* sp.) and fragment of belemnite. For the first time, the fossil finds summarize Middle Jurassic–Bajocian biocenosis deposited in the crinoidal limestones of Hrádok complex.

Úvod

V rokoch 1995 až 1998 som z krinoidového komplexu Hrádok zozbieral fosilnú faunu s cieľom priniesť detailnejší obraz o spoločenstve uloženom v sedimentoch tejto lokality. Výsledky som sumarizoval vo svojej bakalárskej práci. V článku prinášam prehľad týchto výsledkov, ktorý je rozšírený o novšie nálezy a poznatky.

Poloha

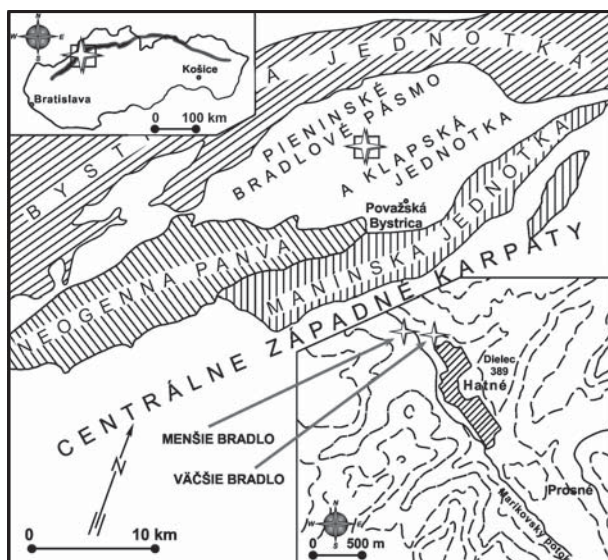
Dve nerovnako veľké bradlá Hrádok, nachádzajúce sa pri s. okraji obce Hatné (okres: Považská Bystrica) rozdeľuje Marikovský potok. GPS súradnice väčšieho bradla

ležiaceho na pravom brehu sú 49°11'36" N a 18°22'30" E, menšie bradlo má GPS súradnice 49°11'37" N a 18°22'21" E. Nadmorská výška oboch bradiel je 327 m. Krinoidový príbrežný komplex Hrádok (obr. 1) je súčasťou čorštynskej jednotky pieninského bradlového pásma (Aubrecht 2004).

Čorštynská jednotka

Čorštynská jednotka je jednou z 9 jednotiek oravika (bradlové pásmo s. s.) zavedeného Maheľom (1986), ktoré boli pôvodnou integrálnou súčasťou pieninského bradlového pásma. V najplytších polohách čorštynskej elevácie sa počas celého vývoja ukladali plytkovodné sedimenty typické práve pre túto jednotku. Interpretácia pôvodného sedimentačného bazéna čorštynskej sukcesie ho popisuje ako úzky, stovky kilometrov dlhý pelagický chrbát, rovnobežný s vtedajším kontinentálnym pobrežím (Aubrecht 2004).

Sedimentácia v strednom až vrchnom bajoku je v čorštynskej jednotke zastúpená krinoidovými vápencami smolegowského súvrstvia a vo vrchnom bajoku až bate krinoidovými vápencami krupianskeho súvrstvia. Pôvodné Birkenmajerove (1977) rozčlenenie vápencov podľa ich farby na biele smolegowské veľké bajok a červené krupianske veľké bat sa ukazuje ako nesprávne. Jednak sa najnovším výskumom zúžilo vekové rozpätie sedimentácie krinoidových vápencov a navyše bolo na mnohých lokalitách (napr. na Považí) zistené, že farba vápencov nie je rozhodujúca a zmena farby sedimentu nemusí znamenať rozdielne súvrstvie (Aubrecht 1992, 2004). Celosvetový vzostup hladiny oceánu vo vrchnom bate a kelovej sa v čorštynskej jednotke prejavil nástupom čorštynských hľuznatých vápencov (Aubrecht 2004).



Obr. 1: Mapa s vyobrazenou pozíciou jednotlivých bradiel príbrežného krinoidového komplexu lokality Hrádok (upravené podľa Aubrecht – Sýkora 1998).

Fig. 1: Map with position of individual klippe of crinoidal shoal complex at locality Hrádok (modified by Aubrecht – Sýkora 1998).

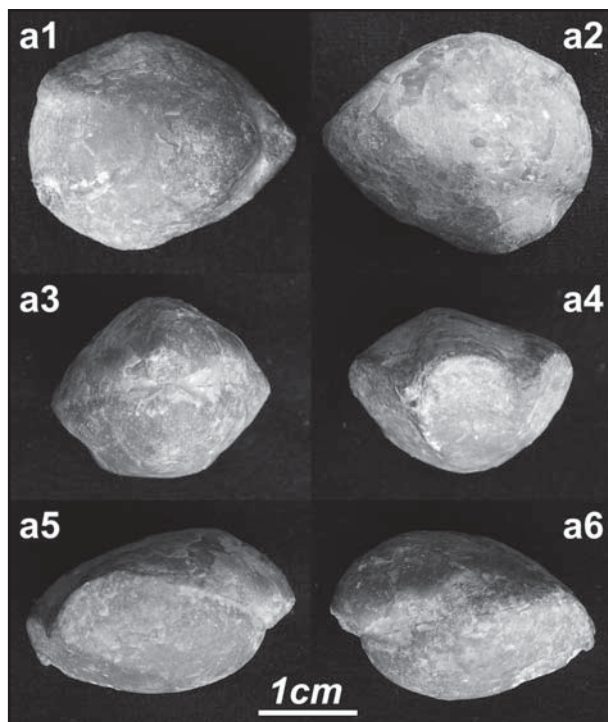
Geológia lokality Hrádok

Bradlá komplexu Hrádok sú tvorené krupianskym súvrstvom a sú datované ako bajocké. Prevažujú vrstvy červeného krinoidového vápenca, ktoré striedajú niekoľko dm mocné vrstvy svetlého krinoidového vápenca žltej až bielej farby. Biely krinoidový vápenec obsahuje klasty červeného s frakciou až do 5 cm, čo Aubrecht – Sýkora (1998) uviedli ako doklad, že vápenec sedimentoval nad „wave base“ (vlnovou základňou) v dynamickom vodnom prostredí. V najvyššej časti väčšieho z bradiel boli identifikované vrstvy čorštynskeho hluznatého vápenca svedčiace o prehĺbení sedimentačného prostredia. Pokryv bradiel tvoria kvartérne sedimenty (spraše) s mocnosťou do 1m. Sedimentárne črty vápencov formujúcich komplex Hrádok sa javia plynnejšie a dynamickejšie ako na iných lokalitách. Podľa Aubrechta – Sýkora (1998) to dokazujú šikmé zvrstvenia s rôznymi smermi a zachovanie rozpadnutých krinoidových článkov, ktoré spolu s krížovými zvrstveniami indikujú sedimentáciu na plynčinách (pláže, bary a duny).

Fosílné nálezy z lokality Hrádok

Pevný (1969) uskutočnil na väčšom z bradiel prvý paleontologický prieskum zameraný na zber brachiopódov. Podarilo sa mu identifikovať spoločenstvo v zložení *Lobiodothyris perovalis*, *Gnathorhynchia trigona*, „*Rhynchonella*“ *balinensis*, *Aulacothyris concava*.

Ja som zo zástupcov triedy Brachiopoda z červených vápencov menšieho bradla získal niekoľko desiatok kusov brachiopódov druhu *Laevigaterhynchia* aff. *triplicosa* (bajok–kelovej), 20 exemplárov druhu *Monsardithyris*



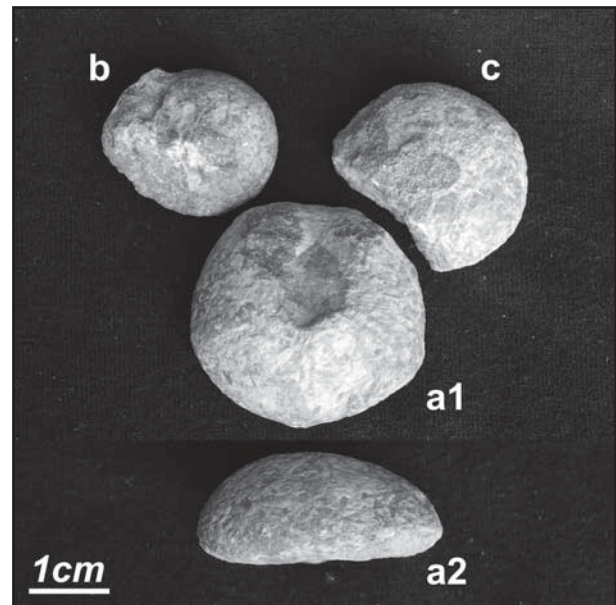
Obr. 2: Brachiopód: *Dictyothyris* aff. *drepanensis* (Di-Stefano, 1884): a1 – dorzálny pohľad, a2 – ventrálny pohľad, a3 – predný pohľad, a4 – zadný pohľad, a5–a6 – bočné pohľady.

Fig. 2: Brachiopode: *Dictyothyris* aff. *drepanensis* (Di-Stefano, 1884): a1 – dorsal view, a2 – ventral view, a3 – front view, a4 – back view, a5–a6 – lateral views.

ventricosa (bajok–bat) a 2 exempláre *Dictyothyris* aff. *drepanensis* (bajon–berias?). Dôvodom, že sa mi v spolupráci so M. Síblikom nepodarilo identifikovať rovnaké taxóny brachiopódov, je orientácia na rozdielne fosiliférne vrstvy a primárny záujem o bližšie neprebádané menšie bradlo krinoidového komplexu. *Laevigaterhynchia* aff. *triplicosa* je typická rebrovitá forma brachiopóda. Silné rebrá dosahujú až k vrcholu misiek a ich počet je na vyvýšenej strednej časti dorzálnej misky najčastejšie 3–4. *Monsardithyris ventricosa*, druh známy napr. z lokality Babiná neďaleko Bohuníc, má schránky pozdĺžne pretiahnuté so zaostreným okrajom medzi miskami a výrazným zarovnaným zvýšením predného okraja schránky (plikáciou).

Dictyothyris aff. *drepanensis* (obr. 2) má masívnu schránku s mohutným vrcholom brušnej misky a charakteristickým zvlneným predným okrajom.

Zo zástupcov kmeňa Echinodermata sa mi podarilo v niekoľkých exemplároch objaviť iregulárne ježovky do teraz z priestoru Západných Karpát nezaznamenaného rodu *Pygaster* (bajok–cenoman), obrázek 3. Tento rod

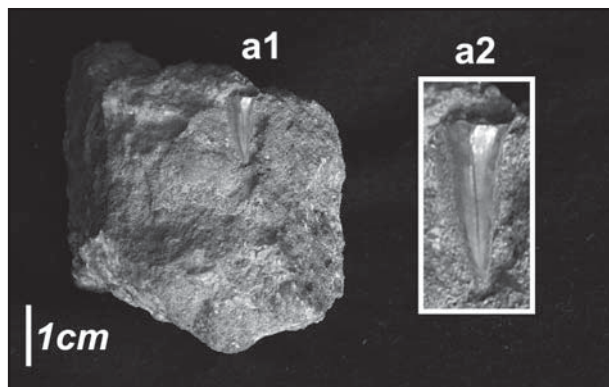


Obr. 3: Irekulárne ježovky: *Pygaster* sp.: a1 – dorzálny pohľad, a2 – bočný pohľad na nízky profil, b–c – dorzálny pohľady.

Fig. 3: Irregular sea urchins: *Pygaster* sp.: a1 – dorsal view, a2 – lateral view on low profile, b–c – dorsal views.

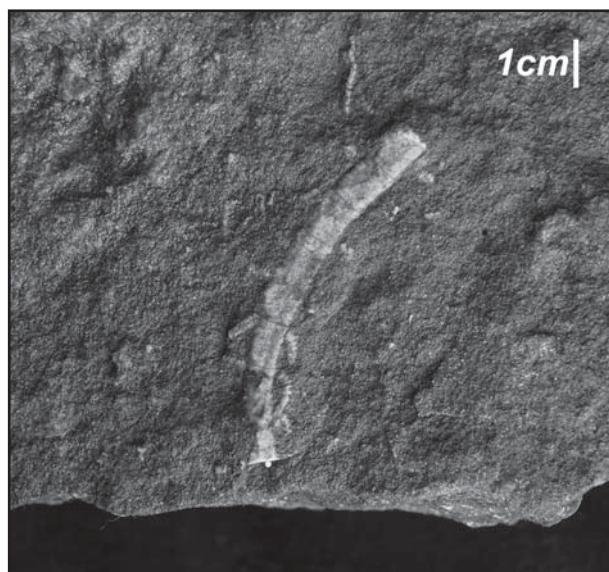
známy napr. z Veľkej Británie a Francúzska sa vyznačuje subpentagonálnym až kruhovitým telom s periproktom umiestneným na apikálnej strane, v priamom kontakte s apikálnym diskom. Má výrazný centrálne umiestnený peristóm a okoloústny pás má výrazné laloky.

Ďalším nálezom bolo pomerne ojedinelé nekompletné jadro gastropóda patriace pravdepodobne rodu *Pleurotomaria* a 3 kusy zubov žraloka *Sphenodus* sp. (obr. 4), rodu známeho od spodnej jury až do paleocénu. V rokoch 2008 až 2010 som nálezy z tohto bradla rozšíril o 2 nekompletné exempláre bližšie neurčených zástupcov podtriedy Ammonoidea a nález zástupcu podtriedy Belemnoida, ktorý pre fragmentálne zachovanie, rovnako ako amonity, nie je možné taxonomicky spresniť.



Obr. 4: a1 – Zub žraloka: *Sphenodus* sp., a2 – detail.
 Fig. 4: a1 – Shark tooth: *Sphenodus* sp., a2 – in detail.

Z vrstiev väčšieho z bradiel som rovnako vo viacerých exemplároch získal brachiopódy *Laevigaterhynchia* aff. *triplicosa* a *Monsardithyris ventricosa*. Z najvyššej polohy krinoidových vápencov som získal, bližšie pre zachovanie a značnú deformáciu neidentifikovateľný, veľký exemplár iregulárnej ježovky a zo strednej polohy vzácne zachovaný úlomok stonky krinoida z čeľade Isocrinidae s dochovanými cirálnymi výbežkami (obr. 5). Objavenú



Obr. 5: Úlomok stonky krinoida: Isocrinidae Gilson, 1924.
 Fig. 5: Fragment of crinoidal stem: Isocrinidae Gilson, 1924.

stonku krinoida som podľa Ledváka (2010) taxonomicky spresnil ako druh *Isocrinus nicoleti*. Tento strednojurský krinoid je dominantným druhom smolegowského a krupianskeho súvrstvia. Vyznačuje sa päťhviezdicovou stonkou a kolumnálnymi facetami s dobre oddelenými areolami.

Mikroskopicky sú vo vápencoch podľa Aubrechta – Sýkoru (1998) obsiahnuté články krinoidov, úlomky machoviek, ostne ježoviek, fragmenty lastúrníkov a gastropódov, zriedkavo zvyšky serpulidov. Mne sa podarilo identifikovať úlomok machovky, brachiopóda, foraminiféry a množstvo článkov krinoidov. Zvyšky serpulidov som vo výbrusoch nepozoroval.

Paleoekológia

Z už spomenutých záverov práce Aubrechta – Sýkoru (1998) vyplýva, že depozičný priestor krinoidových vápencov komplexu Hrádok bol nad základňou vln (above wave base) v dynamickom plytkovodnom prostredí. Nálezy ježoviek rodu *Pygaster* preferujúceho plytkovodné prostredie zrnitejšieho dna, v prevažnej miere tvoreného úlomkami krinoidov, týmto záverom neodporujú. Nízky profil ježoviek indikuje, že boli schopné odolávať aj dynamickejšiemu prostrediu so silnejším vodným prúdením. Zriedkavosť ich nálezov v prostredí s výraznou dynamikou a horšími podmienkami pre život zvýšenú dynamiku prostredia potvrdzujú. Veľmi zaujímavý a v týchto sedimentoch nezvyčajný je nález zachovanej stonky krinoida druhu *Isocrinus nicoleti* s dochovanými cirálnymi výbežkami. Zachovanie naznačuje rýchle usmrtenie jedinca zapríčinené silným prúdením napr. počas búrky. Toto prúdenie muselo zároveň prísunom materiálu spôsobiť rýchle prekrytie ulomenej stonky, pretože by sa inak nezachovala v tak dobrom stave a došlo by k rozpadu jednotlivých článkov.

Záver

Z menšieho bradla bola zistená prítomnosť taxónov *Laevigaterhynchia* aff. *terebratulidov*, *Monsardithyris ventricosa*, *Dictyothyris* aff. *drepanensis*, *Pygaster* sp., cf. *Pleurotomaria* sp. *Sphenodus* sp., nekompletných zástupcov podriedy Ammonoidea a Belemnoidea.

Vo vrstvách väčšieho bradla boli zistené taxóny *Laevigaterhynchia* aff. *triplicosa*, *Monsardithyris ventricosa*. Zo strednej polohy dobre zachovaný úlomok stonky krinoida *Isocrinus nicoleti* a z najvyššej polohy som získal bližšie neidentifikovateľnú veľkú iregulárnu ježovku. Pôvodné sedimentárne prostredie bolo dynamické, plytkovodné nad vlnovou základňou.

Podakovanie

Za konzultácie, poskytnuté informácie, odborné vedenie a rady by som chcel poďakovať vedúcej mojej bakalárskej práce RNDr. Nele Dolákovej, CSc. a doc. RNDr. Romanovi Aubrechtovi, Ph.D. Za pomoc pri determináciách fosílií ďakujem RNDr. Milošovi Siblíkovi, CSc., doc. Ing. Šárke Hladílovej, CSc. a Mgr. Petrovi Ledvákovi, Ph.D.

Literatura

- Aubrecht, R. (1992): Mestečská skala klippe and its importance for stratigraphy of Czorsztyn Unit (Biele Karpaty Mts., Western Slovakia). – *Acta Geologica Universitatis Comenianae* (Bratislava), 48, 1, 55–64.
- Aubrecht, R. (2004): Jurský a kriedový vývoj bradlového pásma na základe najnovších poznatkov. – Manuscript – Z. s., Tektogenéza panví Západných Karpát mezozoické panvy – bradlové pásmo, archív GUDŠ, Bratislava, 1–38.
- Aubrecht, R. – Sýkora, M. (1998): Middle Jurassic crinoidal shoal complex at Hatné – Hrádok locality (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt, western Slovakia). – *Mineralia Slovaca* (Košice), 30, 2, 157–166.
- Birkenmajer, K. (1977): Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. – *Stud. Geol. Pol.* (Warszawa), 45, 5–158.
- Ledvák, P. (2010): Fauna ostnatokožcov v mezozoických karbonátových prostrediach Západných Karpát: Príklad zo strednojurských facií Ammonitico Rosso pieninského bradlového pásma. – MS, Diz. práca, PrF UK (Bratislava).
- Maheľ, M. (1986): Geologická stavba československých Karpát. Palealpínske jednotky I. – VEDA, vyd. SAV, 1–503. Bratislava.
- Pevný, J. (1969): Middle Jurassic brachiopods in the Klippen Belt of the Central Váh Valley. – *Geol. Práce, Spr.* 50, 133–160. Bratislava.

HYDROTERMÁLNÍ MINERALIZACE V HORNINĚ TĚŠÍNITOVÉ ASOCIACE U NOVÉHO JIČÍNA (SLEZSKÁ JEDNOTKA, VNĚJŠÍ ZÁPADNÍ KARPATY)

Hydrothermal mineralization in rock of teschenite association near Nový Jičín (Silesian Unit, Outer Western Carpathians)

Tomáš Urubek^{1,2}, Zdeněk Dolníček²

¹ Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 386921@mail.muni.cz

² Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz

(25-15 Nový Jičín)

Key words: Silesian unit, hydrothermal mineralization, calcite, fluid inclusions, stable isotope

Abstract

Studied locality is situated in western part of the Silesian Unit of the Outer West Carpathians. Hydrothermal veins up to 1.5 cm thick are present in igneous rock of the teschenite association. The studied mineralization is composed of calcite, chlorite (pennine) and dolomite. Hydrothermal veins are apparently undeformed. Homogenization temperatures of primary and secondary aqueous fluid inclusions present in calcite vary between 90 and 150 °C. The fluids have generally low salinities (0.5 to 3.1 wt. % NaCl equiv.), positive $\delta^{18}\text{O}$ values between +5.4 and +8.8 ‰ SMOW and $\delta^{13}\text{C}$ around -9.5 ‰ PDB. Hydrothermal veins originated from fluids causing the pervasive post-magmatic hydrothermal alteration of the host rock. The parent fluid was most probably a mixture of seawater with diagenetic waters, which have been released during thermal alteration of sediments occurring in the surroundings of the teschenite-association rock body.

Úvod

Hydrotermální mineralizace začala být v oblasti slezské jednotky Vnějších Západních Karpat studována moderními metodami teprve v nedávné době. Výzkum se zaměřil na mineralogii a genetické aspekty mineralizace s důrazem na původ mateřských roztoků pro dané minerální fáze na puklinách i dutinách vulkanických hornin těšinitové asociace (Urubek – Dolníček 2008, Urubek 2009, Urubek et al. 2009, Dolníček et al. 2010a, b) i v okolních sedimentech (Polách 2008, Polách et al. 2008, Urubek – Dolníček 2009). Jak ukázaly dosavadní výzkumy, horniny těšinitové asociace obsahují mineralogicky pestré i geneticky zajímavé minerální asociace ve výplních mandlí či v žilách. Vyvřelé horniny jsou produktem podmorských subvulkanických intruzí a výlevů alkalického až alkalicko-vápenatého magmatu v období spodní křídly (Šmíd 1962, Lucińska-Anckiewicz et al. 2002). Prostorově i časově jsou svázány se sedimentací okolních jílovců těšínsko-hradištského souvrství (Kudělásková 1987).

Tento příspěvek se zaměřuje na hydrotermální mineralizaci vyplňující pukliny v hornině těšinitové asociace v přirozeném zářezu levého břehu potoka Jičínky asi 1,5 km j. od Nového Jičína. GPS souřadnice lokality jsou 49° 35,337' N, 18° 01,407' E. Jedná se o odkryv pravděpodobně ložní žíly pronikající modrošedými jílovcem těšínsko-hradištského souvrství. Jílovce jsou uloženy ve formě méně mocných vrstev (lamin), které se střípkovitě rozpadají. Vrstvy vykazují směr SZ–JV a jejich sklon se pohybuje okolo 60° s úklonem k JZ. Nesouvislý výchoz vulkanitů je tvořen drobnými skalkami o rozměrech max. 2 × 2 m, které v zářezu potoka vystupují z říčních sedimentů a křídových jílovců v délce cca 30 m. Hornina je na povrchu silně zvětřalá v rezavě hnědou drť a vyniká silným mechanickým porušením (rozpukání). Jemnozrná struktura a zelenošedá až tmavošedá barva nevětralých vzorků horniny naznačují

dle klasifikace Hovorky – Spišiaka (1988) typové zařazení do monchiquitové skupiny vulkanitů těšinitové asociace.

Hlavním zájmem předkládané studie je zhodnotit celkovou povahu zastíženou mineralizace a nástinem jejího vzniku udělat další krok k pochopení charakteru a vývoje hydrotermálních procesů v oblasti flyšových příkrovů Vnějších Západních Karpat na našem území.

Metodika

K popisu výbrusů vzorků byl použit badatelský mikroskop Olympus BX 41 v mikroskopické laboratoři katedry geologie PřF UP v Olomouci.

Chemické analýzy minerálů byly provedeny elektronovou mikrosoudou CAMECA SX 100 na pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy PřF MU a ČGS v Brně. Analýzy byly provedeny Mgr. P. Gadasem ve vlnově disperzním modu (WDX). Pro analyzované chlority a karbonáty 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.

Katodoluminiscenční studium leštěných výbrusů bylo provedeno na aparatuře CITL Mk5-1 se „studenou“ katodou na Univerzitě Palackého v Olomouci.

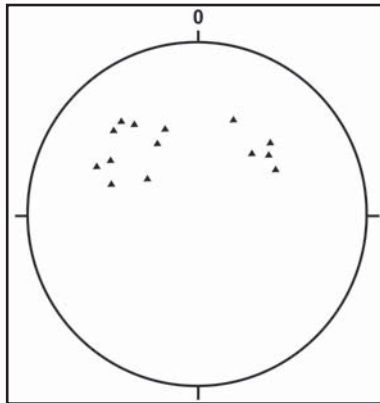
Vzorky pro mikrotermometrické studium fluidních inkluzí (štěpné úlomky kalcitu) byly studovány na zařízení Linkam THMSG 600 na katedře geologie PřF UP v Olomouci. Přístroj byl kalibrován anorganickými standardy a syntetickými fluidními inkluzemi na teploty od -56,6 do 374,1 °C. Salinita fluid byla počítána podle Bodnara (1993).

Izotopové analýzy kyslíku a uhlíku byly změřeny v laboratoři ČGS v Praze Mgr. I. Jačkovou. Izotopické složení matečných fluid bylo vypočítáno pro naměřené Th fluidních inkluzí pomocí rovnic teplotní závislosti

frakcionačního faktoru mezi kalcitem a vodou (O'Neil et al. 1969, Deines et al. 1974).

Charakteristika mineralizace

V hornině těšínitové asociace uložené v okolních modrošedých jílovcích byla zastížena žilná hydrotermální mineralizace. Žíly vykazují dva převládající směry, a to SZ–JV a JZ–SV s úklonem k JV, resp. SZ (obr. 1). Oba systémy,



Obr. 1: Diagram pólů kalcitových žil. Spodní polokoule Lambertovy projekce.

Fig. 1: Pole diagram of calcite veins. Lower hemisphere of Lambert's projection.

u nichž nebylo možné na výchozu definovat vzájemný sukcesní vztah, se vyznačují stabilním sklonem cca 50°. Žíly se vyznačují napřímeným pravidelným tvarem (minimální variace ve sklonu a směru žíly) a malou mocností, která kolísá v rozsahu od 0,3 cm do 1,5 cm. Dominantním minerálem je kalcit, který je jemnozrnný a makroskopicky převážně bílý, ojediněle průhledný či bezbarvý. Pouze sporadicky, v případě jedné žilky, se na minerální výplni podílí i chlorit, jehož přítomnost způsobuje zelenavě šedé až černé zbarvení kalcitu. U žádné z žilek nebylo pozorováno tektonické rýhování.

Mineralogické studium výbrusů ze vzorků žiloviny potvrdilo přítomnost kalcitu i chloritu a odhalilo akcesorický výskyt dolomitu. Textura žilné výplně ukazuje ve většině případů na symetrický růst mineralizace od okraje pukliny do středu.

Kalcit je zastoupen hypautomorfně až xenomorfně omezenými zrny o velikosti cca 0,1 až 0,3 cm, která jsou mírně protažená směrem do středu žíly. Na zrnech jsou výrazně vyvinuty dvojčatné lamely, které jsou jen ojediněle zprohýbány.

Výbrus vzorku žilky budované makroskopicky tmavě zeleným kalcitem má texturně poněkud odlišný charakter.

Při periferii žilné výplně vytváří kalcit na kontaktu s okolní horninou lem mocný 0,2 cm. Tuto polohu, která je od mladší středové části oddělena zónou bohatší na chlorit, utvářejí z velké části pouze hypautomorfně až xenomorfně omezená zrna makroskopicky bílého kalcitu. Velikost těchto izometrických či mírně protažených zrn se směrem do centra žíly systematicky snižuje z 0,1 až k cca 0,05 cm. Štěpné trhlinky jsou u kalcitu patrné pouze ojediněle a nenasvědčují tektonickému poškození zrn. Kalcit budující převážně středové partie žíly je reprezentován xenomorfně omezenými izometrickými zrny, která dosahují velikosti pouze okolo 0,2 mm. Tato výplň je pronikána hrubozrnnějšími žilkami kalcitu, jejichž seskupení ve středu žíly

místy připomíná en-echelon uspořádání. Na jejich stavbě se kalcit podílí hypautomorfně omezenými zrny velikosti cca 1 mm bez patrného dvojčatění. Žádná růstová zónalnost kalcitové žiloviny v CL mikroskopu však není patrná. Intenzita katodoluminiscenčních barev je obecně nízká. Žilka má tlumený hnědooranžový odstín bez náznaků barevných přechodů v celé šířce vyplněné pukliny.

Chlorit je v žilovině přítomen v podobě šupinkovitých a lupinkovitých agregátů, které se vyskytují uzavřené v kalcitu zejména při okraji žíly v zóně mocné cca 0,15 cm nebo se spolupodílejí na jemnozrnné základní hmotě středu žíly, kde vyplňují prostor mezi drobnými izometrickými zrny kalcitu. Průměrná velikost těchto agregátů je cca 0,02 cm a vyznačují se nevýrazným pleochroismem (světle zelená x šedo zelená). Ojediněle vykazují anomální interferenční barvy (zelená v různých odstínech)

Dolomit má makroskopicky bílou barvu a vyskytuje se pouze ojediněle jako jeden z nejmladších produktů krystalizace v centru žíly. Vytváří shluky hypautomorfních zrn velikosti cca 0,1 mm, která jsou často doprovázena chloritem. Tato zrna jsou uzavřena v centru hrubozrnnější vyhlížejících zón kalcitu středu žíly a v BSE obraze vykazují růstovou zónalnost (barva zrna přechází od středu ke kraji z tmavě šedé do světle šedé).

Chemické složení minerálů

Metodou WDX analýzy byl studován chemismus chloritu z okrajové části žilky a z jejího středu. Byly zjištěny obsahy 32,9–43,5 hmot. % SiO₂, 24,4–12,6 hmot. % FeO, 18,7–15,9 hmot. % MgO, 13,2–7,0 hmot. % Al₂O₃. Na základě daného chemického složení můžeme chlorit zařadit podle klasifikace Melky (1965) k penninu (Si = 3,4–4,3 apfu, F/FM = 0,46–0,27). Chlorit agregátů vyskytujících se při periferii žilky v partii probíhající paralelně s okrajem pukliny ukazuje vůči chloritu z centra žilky vyšší obsahy železa a hliníku (tab. 1).

č. vzorku	1.	2.
SiO ₂	32,92	43,47
TiO ₂	0,27	
Al ₂ O ₃	13,23	7,02
Cr ₂ O ₃	0,02	
CaO	0,75	2,16
FeO	24,38	12,6
MgO	15,89	18,73
MnO	0,09	0,08
NiO	0,06	0,02
K ₂ O	0,38	0,45
Na ₂ O	0,04	0,46
SUMA	88,04	85,00
Si ⁴⁺	3,411	4,313
Ti ⁴⁺	0,021	
Al ³⁺	1,616	0,820
Cr ³⁺	0,002	
Ca ²⁺	0,084	0,230
Fe ²⁺	2,113	1,043
Mg ²⁺	2,455	2,770
Mn ²⁺	0,008	0,007
Ni ²⁺	0,005	0,001
K ⁺	0,050	0,057
Na ⁺	0,009	0,088
SUMA	9,774	9,332

Tab. 1: Chemické složení chloritu (hmot. %) a vypočítané empirické vzorce (přepočteny na 14 atomů kyslíku).

Tab. 1: Chemical composition of chlorites (wt. %) and calculated empirical formulae (based on 14 atoms of oxygen).

č. vzorku	1.	2.
P ₂ O ₅	0,06	0,03
SO ₂		0,01
SiO ₂	0,02	0,02
CaO	29,69	30,86
FeO	1,19	3,57
MgO	19,91	16,62
MnO	0,09	0,34
SrO	0,13	0,10
ZnO	0,02	0,07
SUMA	51,10	51,62
P ₅ ⁺	0,001	
Ca ²⁺	0,506	0,539
Fe ²⁺	0,016	0,049
Mg ²⁺	0,472	0,404
Mn ²⁺	0,001	0,005
Sr ²⁺	0,001	0,001
Zn ²⁺		0,001
SUMA	0,997	0,999

Tab. 2: Chemické složení dolomitu (hmot. %) a vypočítané empirické vzorce (přepočteny na 1 atom kyslíku). Legenda: 1 – tmavý dolomit, 2 – světlý dolomit (v BSE).

Tab. 2: Chemical composition of dolomites (wt. %) and calculated empirical formulae (based on 1 atom of oxygen). Legend: dark dolomite, 2 – light dolomite (in BSE).

Chemické analýze byl podroben také dolomit, u něhož byl analyzován střed a okraj zrna. Tmavší dolomit v centru zrna obsahuje (v mol. %) 97,0 % dolomitové, 3,0 % ankeritové a 0,2 % rodochrozitové a ve světlejší okrajové části zrna bylo zjištěno 88,0 % dolomitové, 11,0 % ankeritové a 1,1 % rodochrozitové složky (tab. 2). Na základě klasifikačního diagramu Trdličky a Hoffmana (1975) spadá tento karbonát dolomitové skupiny do oblasti dolomitu.

Fluidní inkluze

Velikost fluidních inkluzí ze vzorků kalcitů, které byly odebrány z puklin zastupujících oba převládající směry, má poměrně konstantní hodnoty mezi 3 μm až 5 μm. Studované inkluze jsou převážně primární a mají pravidelné zaoblené tvary. Ve vzorcích se nacházejí v podobě malých prostorových skupin nebo byly zjištěny podél rovin zdvojití. V menší míře se vyskytující sekundární inkluze se prezentují jako ploché úzké skupiny vyhojující fraktury uvnitř krystalu a obecně mají menší velikosti (okolo 3 μm). Primární i sekundární inkluze jsou jednofázové (L – vodný roztok) či dvofázové (L + V), přičemž plynná fáze zaujímá za pokojové teploty konstantních cca 5–10 obj. %. Stálé fázové složení L + V inkluzí ukazuje na zachycení

homogenního fluida (jednofázové L-inkluze pak nejspíše reprezentují metastabilní systémy, v nichž ještě nedošlo ke vzniku plynné fáze). Z hlediska četnosti jsou oba typy inkluzí zastoupeny poměrně rovnoměrně.

Mikrotermometrické údaje všech studovaných vzorků nevykazují výraznou variabilitu. Teploty homogenizace (Th) na kapalinu jsou obecně nízké a pohybují se mezi 90 a 150 °C (obr. 2). K úplnému zmrznutí inkluzí (Tf) docházelo v oblasti teplot od -40 do -44,5 °C. Teplota tání posledního ledu (Tm) dosahovala hodnot od -0,3 do -1,8 °C, což odpovídá salinitě mezi 0,5 až 3,1 % hmot. NaCl ekv. (Bodnar 1993) – (obr. 2). V případě jednofázových inkluzí obou generačních typů (P i S) byly po přehřátí a vzniku plynné fáze stanoveny alespoň kryometrické údaje: Tf = -42 °C, Tm = -0,4 až -1,2 °C (salinita = 0,7 až 2,1 hmot. % NaCl ekv.)

Z Th–Tm diagramu lze vypořadovat, že primární a sekundární inkluze vytvářejí dva různé trendy. V případě primárních inkluzí se jedná o výšeteplotní systém, u něhož je naznačen trend snižování teploty Th za mírného zvýšení salinity hydrotermálního roztoku. Sekundární inkluze ukazují zřetelný trend snižování teploty za současného snížení salinity fluid (obr. 2). Oba tyto trendy jsou pravděpodobně důsledkem míchání dvou typů fluid s rozdílnou teplotou i salinitou v hydrotermálním systému.

Malé rozměry inkluzí neumožnily pozorovat teploty eutektika během kryometrického měření, nebylo tedy možné stanovit konkrétní chemické složení inkudovaných fluid.

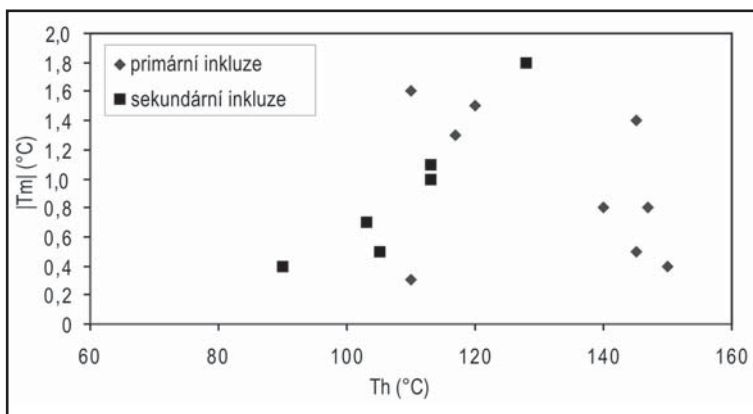
Stabilní izotopy

Izotopová analýza kalcitu ukazuje hodnotu δ¹⁸O = -9,18 ‰ (PDB) a δ¹³C = -7,94 ‰ (PDB). Matečná fluida vykazují při použití rovnice teplotní závislosti frakcionačního faktoru mezi kalcitem a vodou (O’Neil et al. 1969) a teplot homogenizace primárních fluidních inkluzí v příslušném vzorku (110 až 150 °C) hodnoty δ¹⁸O od +5,4 do +8,8 ‰ SMOW. Vypočtené hodnoty δ¹³C fluida kolísají mezi -9,5 a -9,4 ‰ PDB dle rovnice Deines et al. (1974).

Hodnoty δ¹⁸O hydrotermálního fluida neumožňují samy o sobě jednoznačnou identifikaci zdroje kyslíku – jsou kompatibilní s fluidy jak metamorfního, magmatického, tak i diagenetického složení (Hladíková 1988). Výše uvedené hodnoty δ¹³C indikují buď hlubinný původ uhlíku nebo může jít o uhlík tzv. homogenizované zemské kůry. Může se jednat také o uhlík vyloužený z okolní horniny (Urubek – Dolníček 2008).

Závěr

Hydrotermální mineralizace zastižená v hornině těšínitové asociace má charakter pravidelných žilek o mocnostech od 0,3 do 1,5 cm, které jsou převážně orientovány ve směrech SZ–JV a JZ–SV. Ve výplni puklin byly zjištěny následující minerální fáze: kalcit, chlorit a dolomit. Žilný kalcit krysta-



Obr. 2: Výsledky mikrotermometrických měření fluidních inkluzí v kalcitu. Graf Th – salinita.

Fig. 2: Results of fluid inclusion microthermometry in calcite. Th – salinity plot.

lizoval z nízkosalinních roztoků (0,5 až 3,1 hmot. % NaCl ekv.) a za nízkých teplot ($T_h = 90$ až 150 °C).

Obdobná asociace minerálů je uváděna z řady lokalit na poměrně širokém území slezské jednotky (např. Urubek – Dolníček 2008, Urubek et al. 2009, Urubek 2009, Dolníček et al. 2010 a, b). Hydrotermální žíly (a též výplně mandlí) s daným složením jsou zde interpretovány jako produkt tzv. druhé etapy post-magmatické mineralizace zastižené ve vulkanických horninách studovaného území, která se vyznačuje výrazným poklesem teploty mateřských roztoků ze 190 až na 90 °C během vývoje hydrotermálního systému (Dolníček et al. 2010a).

Příslušnosti k této etapě post-magmatické mineralizace na lokalitě Nový Jičín odpovídají i pozitivní hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ mateřského roztoku (5,4–8,8 ‰ SMOW) nebo infor-

mace získané mikrotermometrickým studiem fluidních inkluzí (nízká salinita fluid). Mateřská fluida tohoto typu hydrotermální mineralizace pocházejí s největší pravděpodobností z externího zdroje (Dolníček et al. 2010 a, b). Vzhledem k nízké salinitě fluid nelze uvažovat o převaze magmatické či mořské vody v hydrotermálním systému. Pravděpodobně se jedná o směs mořské a nízkosalinní diagenetické vody, která byla derivována z okolních sedimentů při teplotní alteraci intrudujícím vulkanitem (Urubek a Dolníček 2008).

Poděkování

Autoři děkují P. Zaunstöckovi za zhotovení části leštěných výbrusů. Výzkum byl proveden díky finanční podpoře grantu GAČR 205/07/P130.

Literatura

- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O -NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683–684.
- Deines, P. – Langmuir, D. – Harmon, R. S. (1974): Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1147–1164.
- Dolníček, Z. – Kropáč, K. – Uher, P. – Polách, M. (2010a): Mineralogical and geochemical evidence for multistage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. – *Chem. Erde, Geochem.*, 70, 267–282.
- Dolníček, Z. – Urubek, T. – Kropáč, K. (2010b): Post-magmatic hydrothermal mineralization associated with Cretaceous picrite (Outer Western Carpathians, Czech Republic): interaction between host rock and externally derived fluid. – *Geol. Carpath.*, 61, 4, 327–339.
- Hladíková, J. (1988): Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků. 1–96, skriptum PŘF, MU. Brno.
- 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. – *Geol. Carpath.*, 38, 545–573.
- Lucińska-Anczkiewicz, A. – Villa, I. M. – Anczkiewicz, R. – Slaczka, A. (2002): $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of the alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – *Geol. Carpath.*, 53, 1, 45–52.
- Melka, K. (1965): Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 40, 23–27. Praha.
- O'Neil, J. R. – Clayton, R. A. – Mayeda, T. K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. – *J. Chem. Phys.*, 51, 5547–5558.
- Polách, M. (2008): Hydrotermální mineralizace ve východní části Moravskoslezských Beskyd (Vnější Západní Karpaty). – MS, diplomová práce, 1–74. UP Olomouc.
- Polách, M. – Dolníček, Z. – Malý, K. (2008): Hydrotermální mineralizace na lokalitě Pindula u Frenštátu pod Radhoštěm (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93, 127–135. Brno.
- Šmíd, B. (1962): Přehled geologie a petrografie hornin těšínitové asociace na severním úpatí Beskyd. – *Geol. práce, Zoš.*, 63. Bratislava.
- Trdlička, Z. – Hoffman, V. (1975): Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutná Hora (ČSSR). – *Freiberger Forschungshefte*, 6, 29–81. Leipzig.
- Urubek, T. – Dolníček, Z. (2008): Hydrotermální mineralizace v hornině těšínitové asociace z Hodslavic u Nového Jičína (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)* 57, 21–30.
- Urubek, T. (2009): Hydrotermální mineralizace v západní části slezské jednotky (Vnější Západní Karpaty): genetické aspekty. – MS, diplomová práce, PŘF UP Olomouc.
- Urubek, T. – Dolníček, Z. – Uhlíř, D. (2009): Mineralogie a podmínky vzniku hydrotermální mineralizace v pikritu z Choryně u Valašského Meziříčí (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)* 58, 175–190.
- Urubek, T. – Dolníček, Z. (2009): Hydrotermální mineralizace v jílovcích lhoteckého souvrství u Choryně (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Geol. Výzk. Mor. Slez.*, 2009, 81–83, Brno.

PALEOZOIKUM

PALEOZOIC

GEOLOGICKÁ STAVBA PROPASTI MACOCHA V MORAVSKÉM KRASU NA ZÁKLADĚ STRUKTURNÍCH A STRATIGRAFICKÝCH VÝZKUMŮ

Geological structure of the Macocha Abyss in the Moravian Karst on the basis of structural and stratigraphic research

Petr Barák^{1,2}, Ivan Poul¹, Milan Geršl¹, Jindřich Hladil³, Marek Pukaj⁴

¹Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; email: petr.barak@geology.cz

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

³Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 269, 165 00 Praha; e-mail: hladil@gli.cas.cz

⁴Správa železniční geodézie Praha, Pod výtopnou 8, 180 00 Praha; e-mail: pukish@seznam.cz

(24-23 Protivanov)

Key words: Moravian Karst, Macocha Abyss, Macocha Formation, Devonian, structural geology

Abstract

The main concern of this study is the tectonics of the Macocha Abyss (Macocha Chasm) and a part of the Punkva Cave in the Moravian Karst. Two systems of subvertical faults with NNE–SSW and NW–SE strike are the most important for the genesis of the abyss. The third system (related to décollements) strikes NE–SW and dips 40 to 60 degrees to the SE. The intersection of these three systems was crucial for the collapse of the roof of the original cave dome and the genesis of the abyss. These structures were formed during the Variscan orogeny but modified during the Alpine orogeny. A 3D model of the Macocha Abyss based on a geodetic surveying is presented.

Úvod

Propast Macocha představuje téměř 139 m vysoký profil vápence macošského souvrství. Jedná se o vysoko-procentní vápence, které pocházejí z prostředí devonských karbonátových plošin, lagun a útesů, nemají jílové vložky, a tak se vyznačují sníženou odlučností podél vrstevních ploch. Vápence tohoto souvrství zaujímají většinu území Moravského krasu. Výzkumu propasti Macochy, ležící v s. části oblasti, se v minulosti věnovala celá řada geologů. Podrobnou strukturní analýzu stěn propasti však doposud nikdo neprovedl. Za tímto účelem byl v roce 2008 zahájen nový výzkum propasti se zaměřením na její strukturní stavbu a stratigrafii.

Stručný popis geologického vývoje oblasti

Geologickým podkladem devonských vápenců Moravského krasu jsou v normálním stratigrafickém sledu neoproterozoické granitoidy brunovistulika (např. Dvořák et al. 1984). V bezprostředním podloží jsou přítomna spodnopaleozoická, pravděpodobně většinou devonská klastika. Na krystalinickém podloží spočívají diskordantně (např. Kettner 1970), mají převážně červené, méně častěji světlé nebo pestré zbarvení a odpovídají kontinentálním prostředím sedimentace. Jejich stáří je doloženo pomocí ojedinělých vložek karbonátů pouze v jejich nejvyšší části, kde občasné mořské záplavy zanechaly mořskou faunu středního devonu (Zukalová – Chlupáč, 1982). Stáří nižších částí klastik, pokud jsou v oblasti zachovány, zůstává zatím neurčené, ačkoliv může být spodno až středodevonské.

Karbonátová sedimentace v Moravském krasu začala v různých úrovních. Nejstarší karbonátové vložky s korály se nacházejí u Petrovic (sv. ems) a v severní části oblasti u Vavřince (stř. eifel), na řadě míst ve střední a jižní části území však vápence nasedají na klastika až v givetu,

ojediněle až ve frasnú (např. Hladil 1995). Usazování velmi čistých útesových vápenců macošského souvrství (mocnost 600–700 m) probíhalo v mělkém, klidném a dobře prokysličeném mořském prostředí. Dominantní horninotvorné bioklasty patřily zpočátku brachiopodům (objemově málo zastoupené, ale dobře rozlišitelné čočky josefovských vápenců), později zejména stromatoporoidům a korálům, mimořádně velké množství karbonátového materiálu je vázáno na amfiporidy – organizmy nejasného systematického zařazení. Tmavší a lépe zvrstvené litotypy se tradičně označují jako vápence lažánecké v širším smyslu tohoto pojmu (= dříve „vápence amfiporové“), kdežto světlejší a slaběji zvrstvené litotypy jako vápence vilémovické (= dříve „vápence korálové“). Již od středního frasnú, avšak zejména okolo rozhraní stupňů frasnú a famen (Hladil 1995) období relativního klidu skončilo a nadložní líšeňské souvrství svým předflyšovým charakterem (hádsko-říčské vápence) již poukazuje na rozlámání a částečný zánik rozlehlé karbonátové plošiny.

Současné povrchové rozšíření vápenců Moravského krasu je pouhým tektonickým reliktem, rozsah platformy byl výrazně stlačen kompresí (např. Hladil 1998) a její velká část je „pohřbena“ pod sedimenty karbonského flyše – kulmu.

Historický přehled významných výzkumů Moravského krasu se zaměřením na jeho stavbu

Geologickou problematikou oblasti se ve významnějším měřítku zabývalo několik autorů, jejichž práce vyjadřují vývoj názorů na strukturně-geologickou stavbu území. Zapletal (1923) jako první naznačil tektonickou stavbu území, vrásnění rozdělil do tří fází a vyčlenil odlišné litotypy vápenců.

Významný odkaz po sobě zanechal R. Kettner, který publikoval řadu článků v letech 1935–1970, určil převažu-

jící směr vrstev devonu Moravského krasu SSV–JJZ a jejich sklon k VJV. Kládl důraz především na subhorizontální násuny a intenzivní zvrásnění, kdy byly vrásky mnohdy překoceny až úplně vyválcovány. Jako první naznačil příkrovovou stavbu a vysvětloval jí i stratigrafické opakování litotypů macošského souvrství.

Dvořák (1957) a Dvořák – Pták (1963), potvrdili Kettnerova měření – hlavní směr orientace vrstevnatosti SSV–JJZ a jejich vjv. úklon. Jako nejpodstatnější pro stavbu území však považovali vertikální zlomy, kterým přisuzovali synsedimentární původ a stálou vazbu k podloží od devonu po dnešek, a vysvětlovali jimi faciální změny jednotlivých litotypů vápenců. Intenzita zvrásnění byla chápána jako ne tak významná a autoři na tomto základě odmítli Kettnerovu koncepci.

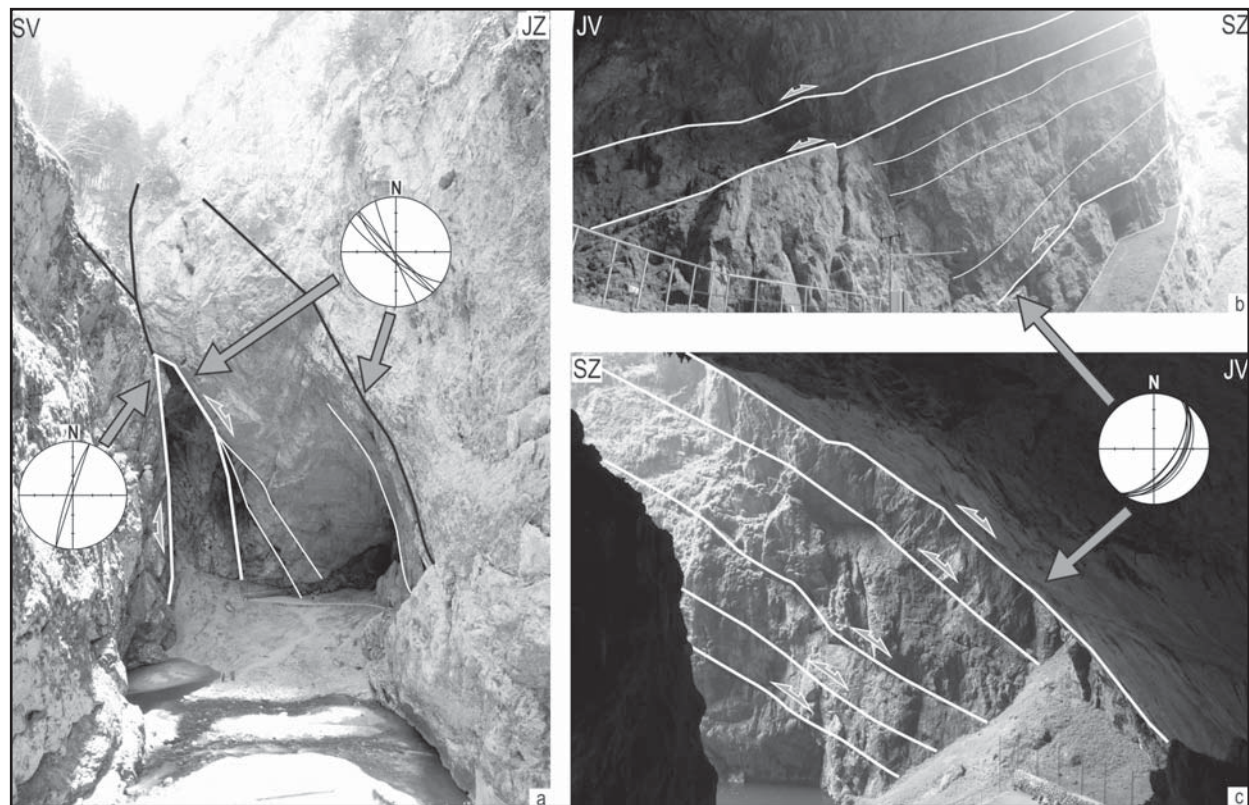
Hladil (1983a, 1983b) se podrobně zabýval stratografií macošského souvrství. Faciální změny nad sebou se opakujících litotypů údajně stejného stáří vysvětlil cykličností sedimentace, pomocí rozlišení „amfiporových“ a „korálových“ vápenců různých biostratigrafických stáří, tj. nikoliv tektonickým opakováním jako R. Kettner. V různých pásmech devonského moře sedimentovaly odlišné facie a při kombinaci transgresních a regresních pohybů se jejich hranice posouvaly. J. Hladil tak na jedné straně opravil Dvořákovu koncepci o pozvolném přechodu pouze jedné „lažáneckých (amfiporových)“ vápenců do nadložních „vilémovických (korálových)“ vápenců, ale současně také poopravil jinak veskrze správnou koncepci Kettnerovu, protože vyčlenil ve vápencích macošského

souvrství celkem 4 postupně opakující se cykly a ukázal, že ne všechna střídání tmavých a světlých litotypů macošského souvrství v Moravském krasu musejí být „tektonickým opakováním stejně starých vrstev“, jak se ve své době domníval R. Kettner.

Přehled významných geologických výzkumů propasti Macochy

První geologické výzkumy propasti uskutečnil již V. J. Procházka, který do propasti Macochy poprvé sestoupil už v roce 1898 (Skutil 1952). Od tohoto moravského geologa pochází také samotný pojem „Moravský kras“ (v geografickém i geologickém smyslu). Na začátku 20. století na něj dlouhodobým výzkumem navázal Absolon (1970), který se však věnoval především speleologické a hydrologické problematice, nicméně stručně diskutoval i geologickou stavbu propasti. Odlišný charakter Přítokové stěny (sv. stěna pod níž vyvěrá na dně propasti Macochy říčka Punkva) a Odtokové stěny (jz. stěna, kde se Punkva propadá do systému Punkevních jeskyní, též Hlavní stěna nebo stěna s Horním můstkem) řešil až Zapletal (1923) a to „příčnou diskontinuitou“, tj. zlomem příčným vůči generelně ssv.–jjz. směru vrstev. Ryšavý (1952) vysvětlil potom samotný vznik propasti propadem stropu vysoké dómovité jeskynní prostory, ke kterému mělo dojít podél pásma „tektonických trhlin“ směru SZ–JV.

Podle Dvořáka (1963) je propast predisponována poklesem se strmým úklonem k JZ, přičemž jz. kra (Odtoková stěna) je pokleslá. Podle logiky, že „lažánecké litotypy



Obr. 1: Stěny propasti Macochy s vyznačením nejvýznamnějších zlomových poruch: a – subvertikální zlomové systémy při jv. ukončení propasti; b a c – mezivrstevní poruchy v odtokové a přítokové stěně.

Fig 1: Faceted rocky cliffs inside the Macocha Abyss. The most important fault systems are marked: a – subvertical fault systems in the SE part of the abyss; b and c – décollements in NE and SE cliffs.

leží primárně pod vilémovickými“, je podle tohoto autora Odtoková stěna ve své spodní části tvořena vápenci lažáneckými, ve vyšších částech vápenci vilémovickými, kdežto Přítoková stěna je tvořena výhradně vápenci lažáneckými.

Kettner (1970) ovšem uvedl vilémovické vápence ve spodní i svrchní části stěn. Ve středních částech naopak předpokládal vápence lažánecké.

Burkhardt (1977) při vlastních výzkumech potvrdil spíše závěry Dvořáka (1963). V Odtokové stěně doložil „střední“ jv. úklony vrstev (25–35°), k JV se zvětšující až na 60°. V Přítokové stěně naopak konstatoval „strmé“ jv. úklony (40–75°).

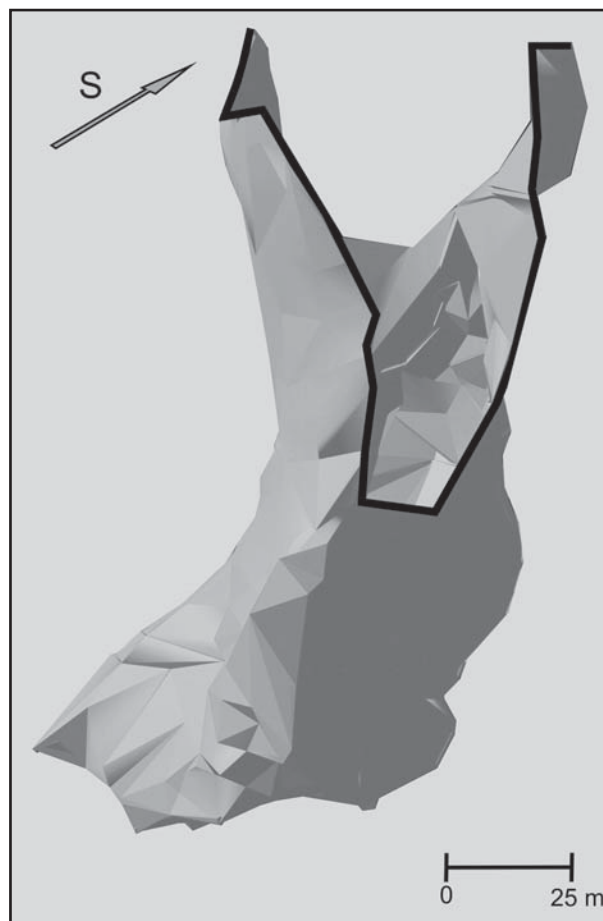
Čížek – Hladil (1979) provedli stratigrafickou a mikropaleontologickou analýzu Odtokové stěny Macochy. V této stěně byla doložena převážně *Amphipora angusta* a vápencový litotyp „lažánecký“, pouze nejvyšší část stěny pod Horním můstkem byla tvořena světlejším „vilémovickým“ typem vápenců. V 70. letech minulého století to biostratigraficky odpovídalo svrchnímu givetu, kdežto dnes, po ustálení mezinárodního stratigrafického bodu pro bázi frasnu, to odpovídá středním částem stupně givetu. Starší, spodno/středogivetská *Amphipora ramosa* byla indikována pouze v Přítokové stěně. Vápenec byl v řadě vzorků silně rekrystalizovaný. Dobová data jsou též shrnuta v exkurzním průvodci Chlupáč et al. (1986). Geneze propasti, na základě geofyzikálního výzkumu a studia sedimentárních výplní okolních lokalit, byla nově podána v pracích Kadlece a Beneše (1996) a Kadlece et al. (2001). Kolaps jejího stropu kladou tito autoři do středního pleistocénu.

Strukturálním měřením a geofyzikálnímu výzkumu dna propasti se následně věnovali pracovníci České geologické služby (Baldík et al. 2009). Nejnovějším výzkumům se zaměřením na strukturální geologii a stratigrafii se pak věnoval kolektiv autorů v letech 2008–2010 (Barák et al. 2010, Barák 2010).

Výsledky

Ve stěnách propasti byla změřena orientace významných diskontinuit. Strukturálním výzkumem byly zjištěny následující poznatky. V propasti v drtivé většině převažují mezivrstevní prokluzy (či spíše „s vrstevnatostí subparalelní odlepení“, otázka rigidity těchto vápenců) se spádnicí uklánějící se od SZ k JV pod úhlem 40–60°. Další dva zlomové systémy jsou zhruba subvertikální s úklony od JJV k SSZ a od SV k JZ (obr. 1). Na žádné z ploch nespojitosti však nebyl stanoven smysl pohybu. Kinematické indikátory nebylo možno jednoznačně stanovit ze dvou důvodů: jednak díky častým reaktivacím pohybů a také vlivem zvětrání skalních stěn. Podrobná fotodokumentace stěn propasti umožnila v několika případech rozpoznat struktury „stoupajících“ vrás (fault related folds), které se objevují při rozhraních zlomů podél vrstevních ploch.

Morfologie propasti byla podrobně geodeticky zaměřena profesionálním geodetem za použití totální stanice Trimble S6 s důrazem na dokumentaci skalních elevací a pozici významných struktur. Zaměření proběhlo ze tří stanovišť (Horní můstek, Dolní můstek, dno propasti). Výsledkem je trojrozměrný morfologický model (obr. 2



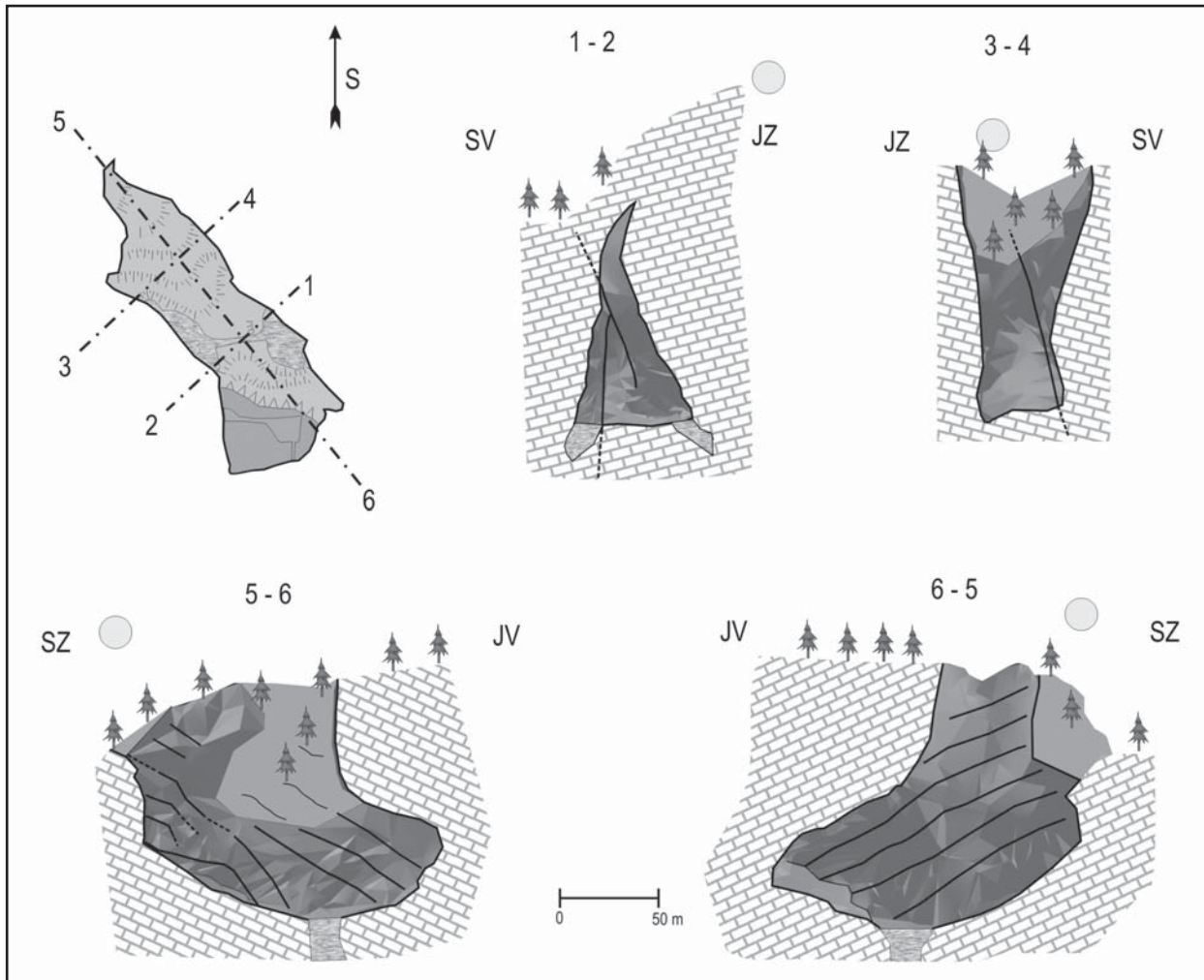
Obr. 2: Morfologický 3D model propasti; pohled ve směru jejího protažení v mapě od JV k SZ.

Fig. 2: Morphological 3D model of the abyss; seen along the elongation of the abyss in the map view, from SE to NW.

a 3). Výpočtovými metodami byla zjištěna orientace ploch diskontinuit rámujeících stěny propasti, jejichž směr sklonu je v drtivé většině shodný s kompasovým měřením prováděným ve stěnách. Byly zaměřeny stratigrafické profily a pozice odběru orientovaných vzorků.

Z důvodu poznání geologické stavby v bezprostředním okolí propasti Macochy byly také zdokumentovány zlomy ve Vodním úseku Punkevních jeskyní. Velké množství chodeb zde bylo uměle upraveno, některé partie jsou v celém profilu vylámané (Absolon 1970). Díky reliéfu odkrytých stěn je zde dokumentovatelné velké množství struktur, zejména zlomů s velmi dobře zachovalými kinematickými indikátory (Riedlový stříhy, rýhování, akreční stupně). U těchto diskontinuit byla změřena jejich orientace, která je obdobná jako v propasti Macošě. Na rozdíl od zlomů z přírodních povrchů ve stěnách Macochy zde bylo většinou možno bezpečně určit jejich kinematický charakter, což umožnilo provedení paleonapjatostní analýzy (program MARK 2006). Dokumentované zlomy spadají s největší pravděpodobností do jedné deformační fáze, kde napětí je charakterizováno složkami $\sigma_1 = 18/72$, $\sigma_2 = 183/17$ a $\sigma_3 = 277/4$.

Z báze Odtokové stěny bylo odebráno za účelem mikropaleontologického a litofaciálního výzkumu 5 vzorků. Odebrané horniny byly nesourodě, avšak často silně

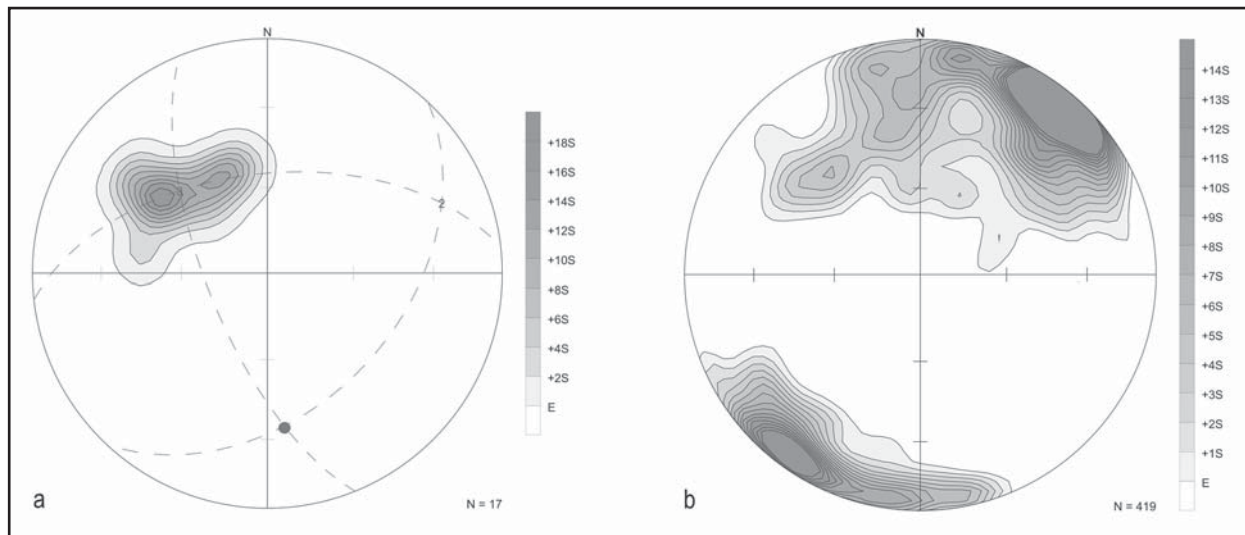


Obr. 3: Morfologické řezy propasti spolu s ilustrativním facetovým vyznačením zlomových systémů.
 Fig. 3: Morphological cross-sections of the abyss; fault systems are marked in mode of facets.

deformované (střih, extenze původních sedimentárních staveb, různá míra překrystalování podle lokálního namáhání a původního horninového typu). Řada puklin a švů v hornině byla bez tmelu, takže tyto vzorky byly těž nápadně rozpadavé a tříštivé. V jednom případě (vz. č. 5) byly ve výbrusech z tohoto materiálu nalezeny i velmi dobře zachovalé řezy *Amphipora angusta* analogické s faunou odtokové stěny (viz Čížek – Hladil 1979). U ostatních 15 výbrusů ze vz. č. 1–4 jsou rozlišitelné jen blíže neurčitelné drobné úlomky amfipor, stromatoporoideí, brachiopodů, korálů a různých drobných skeletálních objektů jako jsou larvální stadia různých fauny, jednodomůrkové foraminifery a kalcisféry pocházející z řas. Z kolekce se mírně vymyká vz. č. 1, kde jsou zbytky řas typu „*Beresella*“ a „*Proninella*“, což by mohlo ukazovat na jistou podobnost ke vz. č. 7 (Čížek – Hladil 1979). Mikrofacie však umožňují celou kolekci vzorků klást do lokální akmezóny *Amphipora angusta*. Podrobnější biostratigrafické rozlišení zde zatím nebylo možné. Tyto výsledky tedy zhruba potvrzují biostratigrafické indicie z r. 1979, s tím, že na rozdíl od let 70. to dnes znamená „střední část středodevonského stupně givet“ (viz přehled výzkumů výše).

Diskuze

Vysokoprocentní lavicovité a původně značně soudržné vápence vycházející v propasti jsou porušené mezivrstevními zlomy a puklinami uklánějícími se pod úhlem 40–60° k JV (obr. 4a). Na plochách odlučnosti byly identifikovány struktury „stoupajících“ vrás poukazující na násunovou tektoniku od SZ k JV. Přesmyky následně rotovaly do stratigrafických poklesů. Lokálně zde tedy lze potvrdit Kettnerovu koncepci o stavbě Moravského krasu (1935–1970), ovšem s tou výhradou, že jednotlivé přesunuté celky nejsou biostratigraficky odlišné nad rámec jedné stromatoporooidové zóny, což zde časově může znamenat omezení v rámci 1,5–2 miliony let. Nejedná se tedy o tektonické opakování stáří různých devonských zón či stupňů. Vápence z blízkosti subvertikálního zlomu lemujícího propast jsou ve většině případů silně rekrystalizované. Vysoký stupeň deformace a přítomnost jak tektonomikritu, tak i mladšího neomorfního sparitu poukazují na tlakové rozpouštění za zvýšených teplot hluboko pod povrchem. Základ zlomové stavby lze na základě předešlých poznatků interpretovat jako variský. Mezivrstevní odlepení byla ovšem velmi pravděpodobně znovu reaktivována během alpinské orogeneze, na což poukazují zpětné násunové



Obr. 4: Strukturální analýza: a – orientace pólů ploch mezivrstevních odlepení v propasti Macoše a na Vodním úseku Punkevních jeskyní – vyznačena je osa rotace (vrásky), spodní polokoule Lambertova zobrazení; b – orientace pólů ploch hlavní odlučnosti v propasti Macoše je paralelní se zlomovými systémy, spodní polokoule Lambertova zobrazení.

Fig. 4: Structural analysis: a – polar data for décollement planes in the Macocha Abyss and an adjacent part of the Punkva Cave – axis of rotation (fold) is shown, equal area projection, lower hemisphere; b – pole orientation for the areas with the most intense jointing in the Macocha Abyss is parallel with fault systems; equal area projection, lower hemisphere.

struktury (od JV k SZ) s odlišným charakterem křehké deformace.

Další dva zlomové systémy jsou subvertikálního charakteru a jsou vytvořeny ve směrech SZ–JV a SSV–JJZ. Obdobné směry byly výpočtem na základě geodetických měření zjištěny i u diskontinuit rámujeících stěny propasti (obr. 4b). K postupnému opadávání bloků a následnému kolapsu stropu původní jeskynní prostory (vzniku propasti) došlo podél odlučných ploch těchto subvertikálních diskontinuit. Výbrusový materiál z okolí zmíněných poruch naznačuje zajímavé posloupnosti deformovaných žilek a švů a jejich následné porušení puklinami, což je potenciálně využitelné pro následné studie o stavbě a deformaci těchto hornin.

Výrazná morfologická deprese ve směru osy propasti, všeobecně označovaná jako „macošský zlom“, mohla v době nižší erozní báze přivádět z Pustého žlebu výrazný přítok vody, který urychloval erozi podél strukturálních oslabení a křížení zlomových poruch. Voda mohla rovněž vyvěrat z jeskyně Písečné nebo Podmůstkové, které propast na SZ ukončují. Tato myšlenka je v souladu s výsledky Kadlece a Beneše (1997) a Kadlece et al. (1999), kteří v suťovém svahu, uklánějícím se od SZ k JV, na základě geofyzikálního měření a sedimentologického výzkumu, popsali fluviaální sedimenty, které by tomu mohly odpovídat.

Strukturální stavba v navazujícím systému Punkevních jeskyní je obdobná. Většina chodeb má paralelní průběh se směrem zjištěných zlomových systémů. Tyto chodby vznikly erozí a korozí výrazně tektonicky predisponovaných zón. Zjištěné zlomy jistě spadají do několika vývo-

jových fází. Ovšem paleonapjatostní analýza poukázala pouze na jednu deformační fázi mající charakter poklesové tektoniky, během které pravděpodobně došlo k reaktivaci stávajících zlomů – lze spekulovat o reakci na pokles napětí při dozívání alpínských horotvorných procesů v oblasti.

Závěr

V propasti byly zjištěny tři hlavní systémy diskontinuit. Dva systémy jsou subvertikální a mají směry SZ–JV a SSV–JJZ. Obdobnou orientaci mají odlučné plochy ohraničující stěny propasti. Podél nich došlo postupným říčením ke kolapsu stropu jeskynní prostory za pravděpodobné spoluúčasti erozní činnosti vodního toku od SZ. Třetí systém má směr SV–JZ a průměrný sklon 50°. Jedná se o mezivrstevní prokluzu charakteru násunů, které následně rotovaly do poklesových zlomů – tyto struktury jsou variského stáří a byly velmi pravděpodobně reaktivované během alpínského vrásnění. Vápence odtokové stěny (její bazální části) lze interpretovat jako středogivetské. Zlomové systémy mají obdobný charakter i v Punkevních jeskyních (poslední pohyby s převažujícími poklesy). Tyto zlomy byly stěžejní pro genezi chodeb na Vodním úseku Punkevních jeskyní. Otevřen nadále zůstává problém celkové kinematiky na tzv. „macošském zlomu“, který si nepochybně zaslouhuje další výzkum.

Poděkování

Za pomoc při pracích v terénu autoři děkují Bohuslavu Kouteckému, Sandře Kejíkové a Daně Fialové. Za cenné rady a pomoc při zpracování dat patří poděkování Rostislavu Melicharovi.

Literatura

- Absolon, K. (1970): Moravský kras (I. a II. díl). – Academia, 416 str., 345 str. Praha. II. vyd.
- Baldík, V. – Hubatka, F. – Krejčí, O. – Novotný, R. (2009): Propast Macocha – geofyzikální průzkum k potvrzení nebo vyvrácení původu zřícením stropu. – Svahové deformace a pseudokras, Vsetín, 13.–15. května 2009, sborník abstraktů, 1–8. Vsetín.
- Barák, P. (2010a): Strukturální analýza propasti Macocha v Moravském krasu. – MS, bakalářská práce, PřF MU. Brno.
- Barák, P. – Poul, I. – Geršl, M. – Pukaj, M. (2010): Nové výsledky strukturální analýzy propasti Macocha. – Speleofórum, 133–135. Praha.
- Burkhardt, R. (1977): Příspěvek ke geologickým poměrům Macochy a jeskyní v jejím předpolí. – Sbor. okr. vlast. muz. v Blansku, 6–7, 89–100. Blansko.
- Čížek, P. – Hladil, J. (1978): Otázka stáří vápenců tvořících hlavní stěnu Macochy. – Čas. Mor. muz., 64, 13–16. Brno.
- Dvořák, J. (1957): Nové poznatky o geologii devonu severní části Moravského krasu. – Věst. ústř. úst. geol., 32, 5, 353–356. Praha.
- Dvořák, J. (1963): Macocha. – Sjezdový průvodce, 14. sjezd Společnosti pro mineralogii a geologii při ČSAV, 47–48. Brno.
- Dvořák, J. – Pták, J. (1963): Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. – Sbor. geol. věd, Geol., 3, 49–84. Praha.
- Dvořák, J. – Friáková, O. – Mitrenga, P. – Reil, L. (1984): Vliv stavby východní části brněnského masívu na vývoj nadložních sedimentárních formací. – Věst. ústř. úst. geol., 59, 1, 21–28. Praha.
- Hladil, J. (1983a): The biofacies section of Devonian Limestones in the central part of the Moravian Karst. – Sbor. geol. věd, Geol., 38, 71–94. Praha.
- Hladil, J. (1983b): Cyklická sedimentace v karbonátech macošského souvrství. – Zem. plyn a nafta, 28, 1, 1–14. Hodonín.
- Hladil, J. (1995): Argumenty pro pravostrannou rotaci bloků ve variscidech Moravy – analýza faciálních disjunkcí. – Geol. výzk. Mor. Slez., 44–48. Brno.
- Hladil, J. (1998): Nástin variské tektonické rotace na Moravě při hlubokém porušení kůry. – Geol. výzk. Mor. Slez., 46–49. Brno.
- Chlupáč, I. – Hladil, J. – Lukeš, P. et al. (1986): Barrandian and Moravian Karst – The Guidebook of the Field Conference of the International Subcommittee on the Devonian Stratigraphy. – Ústř. úst. geol., 62 str. Praha.
- Kadlec, J. – Beneš, V. (1996): Jak vznikla Macocha?. – Speleo, 23, ČSS, 5–17. Praha.
- Kadlec, J. – Hercmanová, H. – Beneš, V. – Šroubek, P. – Diehl, J. F. – Granger, D. (2001): Cenozoic history of the Moravian Karst (northern segment): cave sediments and karst morphology. – Čas. Mor. muz., 86, 111–160. Brno.
- Kettner, R. (1935): Zpráva o geologických výzkumech v okolí Sloupu na Moravě. – Čas. vlast. spol. mus., 48, 117–124. Olomouc.
- Kettner, R. (1942a): Nové pojetí tektonické stavby Moravského krasu. – Věda přírodní, 21, 33–40. Praha.
- Kettner, R. (1942b): Tektonický problém Moravského krasu a Drahanské plošiny. – Sbor. čs. spol. zeměpisné, 44, 5–11. Praha.
- Kettner, R. (1958): Poznámky ke geologii Moravského krasu a jeho okolí. – Věst. ústř. úst. geol., 33, 2, 81–86. Praha.
- Kettner, R. (1959): Morfologický vývoj Moravského krasu a jeho okolí. – Čs. kras, 12, 47–84. Praha.
- Kettner, R. (1966): Problém tektoniky Moravského krasu. – Čs. kras, 18, 69–90. Praha.
- Kettner, R. (1970): Geologický a geomorfologický vývoj Moravského krasu a jeho okolí. – In: K. Absolon: Moravský kras II, 261–284, Academia. Praha.
- Ryšavý, P. (1952): Několik poznámek o Macoše. – Čs. kras, 5, 97–102. Brno.
- Skutil, J. (1952): Procházkovy sestupy do Macochy. – Čs. kras, 5, 230–232. Brno.
- Zapletal, K. (1923): Geotektonická stavba Moravského krasu. – Čas. Mor. zem. muz., 20–21, 220–256. Brno.
- Zukalová, V. – Chlupáč, I. (1982): Stratigrafická klasifikace nemetamorfovaného devonu moravskoslezské oblasti. – Čas. pro mineralogii a geologii, 27, 3, 225–240. Praha.

PŘÍSPĚVEK K POZNÁNÍ PROVENIENCE SEDIMENTŮ STŘEDNÍ ČÁSTI BOSKOVICKÉ BRÁZDY

Contribution to the knowledge of provenance of the deposits in the middle part of the Boskovice Basin

Jana Brtníková, Slavomír Nehyba

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: jana.brtnikova@seznam.cz

(24-12 Letovice, 24-14 Boskovice, 24-32 Brno)

Key words: Early Paleozoic, terrestrial deposits, provenance

Abstract

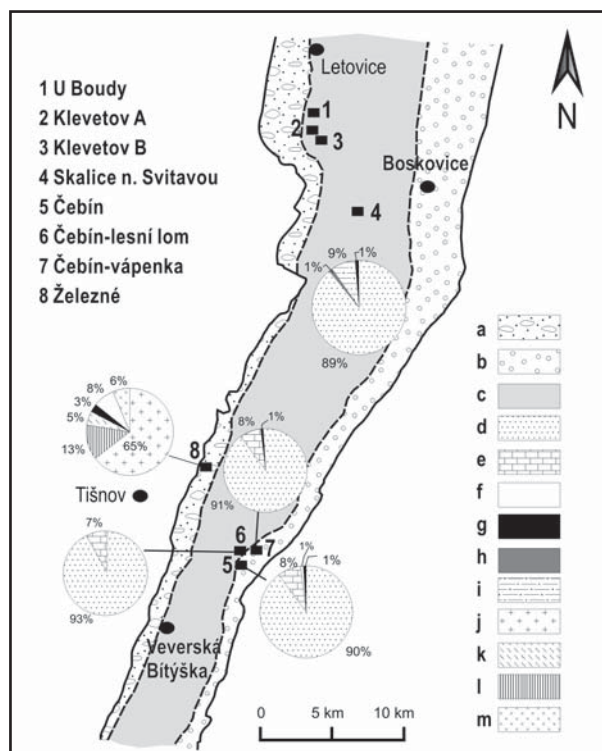
Provenance study of the Early Palaeozoic terrestrial deposits in the middle part of the Boskovice basin is based on the gamma-ray analyses, pebble analyses, study of thin sections, analysis of the main chemical elements and chemistry of garnet and rutile. The source areas significantly differ for various lithostratigraphical members of the basin. The role of recycling of older basin infill and intense weathering of primary material was important. Its source at the eastern mainland and also axial transport of the material (ie. in S-N direction) are assumed for a deposition of the Letovice Formation.

Úvod

Boskovická brázda a zejména pak její j. a s. část představuje „tradiční“ oblast geologických studií. Střední části brázdy nebyla dosud věnována taková pozornost. Samotnou pánev lze charakterizovat jako extenzní „halfgraben“, pro který je charakteristická výrazná asymetrie pánevní výplně (litofacie, depoziční prostředí, atd.), konkrétně pak mezi v. a z. „křídlem“ brázdy. Boskovická brázda je kromě okrajových balinských a rokytenských slepenců tvořena poměrně pestrým vnitropánevním komplexem sedimentů, členěným na rosicko-oslavanské, padochovské, veverskobítýšské a letovické souvrství (Jaroš – Malý 2001, Zajíc – Štamberk 2004). Ve střední části boskovické brázdy je vnitropánevní komplex reprezentován veverskobítýšským a letovickým souvrstvím. Pro vyplňování obdobných pánví je typická proměnlivá role transportu materiálu jednak podélně v ose pánve (tj. v případě boskovické brázdy směr S–J) a jednak z okrajů do centra pánve (tj. směr V–Z), která odráží různá vývojová stadia pánve a projevuje se mimo jiné i v lithostratigrafickém členění. V boskovické brázdě byla otázka provenience řešena převážně na základě studia valounů v rámci těles psefitů. Studium provenience pískovců představuje poněkud náročnější otázku. Nedostatečné odkrytí pánve často komplikuje lithostratigrafické zařazení kontinentálních sedimentů. Případné definování petrografických rozdílů mezi jednotlivými členy pánevní výplně by mohlo sloužit jako alternativní stratigrafická metoda.

Metodika

Předmětem studia bylo 8 odkryvů v oblasti mezi Veverskou Bítýškou a Letovicemi (obr. 1). Lokality Čebín, Čebín-vápenka a Čebín-lesní lom náleží k rokytenským slepencům, pro které je doložen přínos materiálu především z v. ležících geologických jednotek. Balinské slepence, jejichž provenience je lokalizována do západně ležících



Obr. 1: Zjednodušená schematická mapa zájmové oblasti s lokalizací jednotlivých profilů a výsledky valounové analýzy. Legenda: a – balinské slepence, b – rokytná konglomeráty, c – depozity střední části pánevní výplně; složení valounů d–m: d – droby, e – karbonáty, f – kvarcity, g – křemen, h – droby se slepencovitou příměsí, i – prachovce, j – metagranitoidy, k – svory, l – ruly, m – ortoruly. Fig. 1: Simplified schematical map of the investigated area with the localization of the studied profiles and results of the pebble analysis. Legends: a – Balinka conglomerates, b – Rokytná conglomerates, c – deposits of the central part of the basin; composition of conglomerates d–m: d – greywackes, e – carbonates, f – quartzites, g – quartz, h – greywacke with conglomerates admixture, i – siltstone, j – metagranite, k – micaschist, l – gneisses, m – orthogneisses.

geologických jednotek, jsou zastoupeny lokalitou v Železně. Lokality U Boudy, Klevetov A, B a Skalice nad Svitavou náleží do letovického souvrství. Profily na všech lokalitách byly proměřeny terénním gammaspektrometrem RS-230 BGO Super-Spec. Orientační valounová analýza byla prováděna na lokalitách s výskytem slepenců (Čebín, Čebín-lesní lom, Čebín-vápenka, Skalice n. Svitavou a Železně). Na každé lokalitě bylo vyhodnoceno 100 až 300 valounů větších než 1 cm (osa A). Z odebraných vzorků pískovců byly zhotoveny mikroskopické preparáty a pomocí planimetrické analýzy byly sedimenty klasifikovány dle Kukala (1985). Na stejných vzorcích byl dále studován chemismus vybraných těžkých minerálů, respektive granátů (provedeno 48 analýz) a rutilu (16 analýz). Chemismus byl vyhodnocen pomocí elektronové mikrosondy CAMECA SX 100 na pracovišti PřF MU v Brně. Finální metodou studia provenience pak byla silikátová analýza pískovců.

Výsledky a interpretace

Výsledky gammaspektrometrického studia jsou prezentovány v tabulce 1. Jsou zřetelné určité rozdíly mezi jednotlivými litostratigrafickými členy pánve. Pro balinské slepence byly zjištěny relativně nejvyšší hodnoty zastoupení K, naopak zřetelně nižší jsou koncentrace U a relativně i Th. Horniny letovického souvrství pak mají relativně nejvyšší zastoupení U a Th. Přítomnost Th a U je v horninách rokytenských slepenců značně rozkolísaná. Koncentrace měřených přirozených radioaktivních prv-

ků jsou pro horniny letovického souvrství a rokytenské slepence vcelku obdobné.

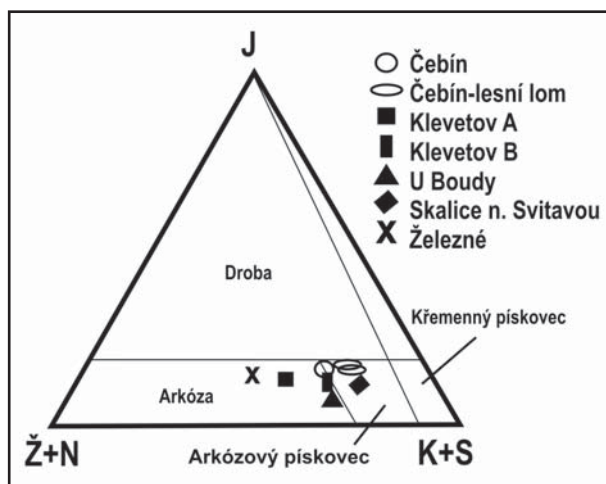
Výsledky valounové analýzy jsou prezentovány na obrázku 1, kde jsou patrné rozdíly v petrografickém složení valounů balinských a rokytenských slepenců a letovického souvrství. V případě rokytenských slepenců převažují především valouny drobné, v menší míře jsou přítomny vápence, akcesoricky také kvarcit a křemen. Ve slepencích letovického souvrství dominují droby, dále jsou přítomny prachovce a akcesoricky pak křemen a slepenec. V rámci balinských slepenců jsou pak výrazně zastoupeny meta-granitoidy, kvarcity, menší podíly tvoří svor, křemen, rula a ortorula. Hanžl et al. (2007) uvádí, že v balinských slepencích dominují valouny ruly (pravděpodobně se jedná o bítešskou ortorulu), dále popisují svory, fylity, kvarcity, pískovce a v malé míře i úlomky vulkanitů (asi ryolit-dacitového charakteru). Vzhledem k zjištěné přítomnosti sillimanitu a poměrně větším zrnům turmalínu je možné, že zdrojem pro tyto slepence bylo nejenom moravikum, ale také svratecké krystalinikum.

Výsledky planimetrické analýzy (obr. 2) ukázaly, že v pískovcích rokytenských slepenců tvoří podíl křemene a stabilních minerálů 57–63 %, živce, nestabilní minerály jsou přítomny z 19–23 %, matrix z 18 % a tyto lze klasifikovat jako arkóзовé pískovce. V pískovcích v rámci balinských slepenců je průměrné zastoupení křemene a stabilních minerálů kolem 44 %, živců a nestabilních

Facie	Lokalita	K (%)	průměr	U (ppm)	průměr	Th (ppm)	průměr
letovické souvrství	Skalice n. Svitavou	2,5–2,8	2,7	3,0–3,2	3,1	12,4–14,3	13,4
rokytenské slepence	Čebín lesní lom	2,1–2,6	2,4	2,3–3,3	2,7	12,3–14,4	13,5
rokytenské slepence	Čebín vápenka	2,6–2,9	2,8	2,1–2,9	2,5	10,6–11,9	11,4
balinské slepence	Železně	3,4–4,3	3,8	2,1–2,9	2,6	10,1–14,4	11,6

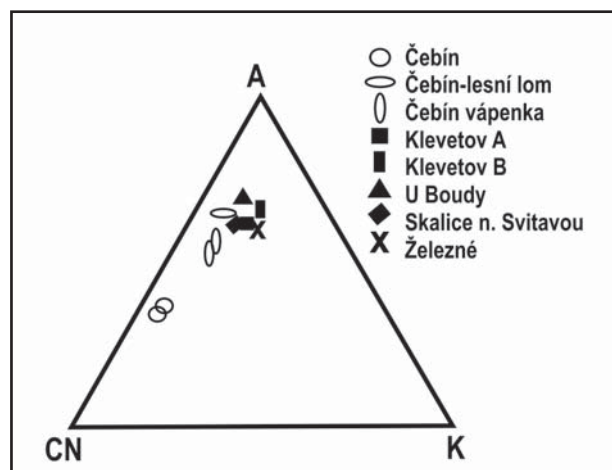
Tab. 1: Koncentrace přirozených izotopů K, U, Th ve studované oblasti.

Tab. 1: Concentration of natural isotopes K, U, Th in the investigated area.



Obr. 2: Ternární diagram pískovců z odebraných vzorků. J = jílové a prachové částice + drobné úlomky slíd, K + S = křemen + úlomky stabilních hornin, Ž + N = objem živců a úlomků nestabilních hornin (Kukal 1985).

Fig. 2: Ternary plot of the sandstones samples. J = clay and silt particles + small debris of mica, K + S = quartz + stable rock fragments, Ž + N = feldspars and unstable rock fragments (Kukal 1985).



Obr. 3: Výsledky chemické analýzy vynesené do A-CN-K diagramu (rokytenské slepence – kulaté prázdné značky, letovické souvrství – hranaté plné značky, balinské slepence – křížek)

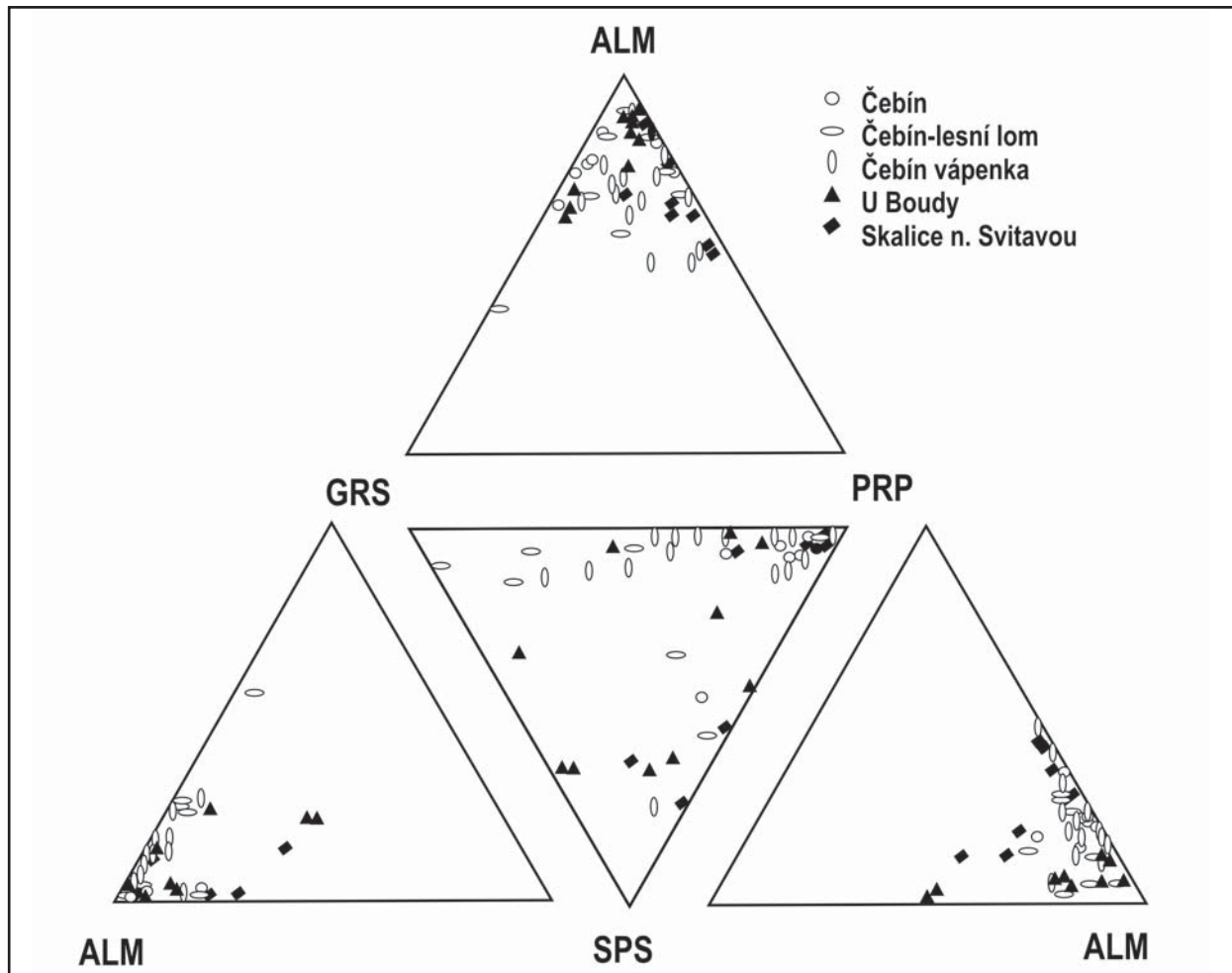
Fig. 3: Results of the chemical analysis plotted in the A-CN-K diagram (Rokytná Conglomerate – round empty features, Letovice Formation – square full features, Balinka Conglomerate – dagger).

minerálů pak 38% a podíl matrix a slíd dosahuje 18%. Tyto pískovce můžeme klasifikovat jako arkózy. V pískovcích letovického souvrství jsou křemen a stabilní minerály zastoupeny 51–69%, živce a nestabilní minerály 16–35% a matrix potom 11–16%. Tyto pískovce spadají do pole arkóz či arkózových pískovců.

Výsledky chemické analýzy pískovců byly vyneseny do A-CN-K [Al₂O₃-(CaO+Na₂O)-K₂O] diagramu (obr. 3). Nápadná je téměř lineární distribuce bodů v diagramu a rozdílná pozice analýz pro jednotlivé litostratigrafické členy pánve. Body sledují trend nárůstu Al₂O₃ s klesajícím CaO+Na₂O při konstantně nízkém nebo mírně rostoucím K₂O. Výsledky pro lokality letovického souvrství jsou relativně koncentrovány nejbližší k vrcholu A.

Dosažené výsledky studia chemismu granátů (obr. 4) ukazují na jeho relativně pestré složení. Lze vyčlenit 7 skupin granátů. První jsou pyrop-almandiny: Alm₅₀₋₈₃Prp₁₄₋₄₂Grs₀₋₁₀Sps₁₋₅And₀₋₁, která představují dominantní skupinu, když se vyskytují ve 48% analýz. Další čtyři skupiny mají velmi podobné zastoupení. Jsou to: almandinová skupina: Alm₈₃₋₈₈Prp₅₋₁₀Grs₀₋₄Sps₀₋₇ z celkového počtu analýz se tento typ objevuje v 6%, dále grossulár-almandiny: Alm₅₈₋₇₅Grs₁₂₋₂₄Prp₄₋₁₁Sps₂₋₁₄And₀₋₁, které jsou zastoupeny ve 13%, potom pyrop-almandiny se zvýšenou grossulárovou komponentou: Alm₅₀₋₆₈Prp₁₄₋₃₂Grs₁₄₋₁₉Sps₁₋₄

And₀₋₁, které jsou obsaženy v 10% analýz a nakonec spessartin-almandiny: Alm₄₀₋₇₆Sps₁₅₋₃₈Prp₂₋₁₅Grs₀₋₂₀And₀₋₄, které se tvoří v 19%. Poslední dvě skupiny mají ojedinělý výskyt a jsou to almandin-grossulárová: Grs₅₂Alm₃₇Prp₁Sps₈And₂ a almandin s vysokým podílem andraditové komponenty: Alm₄₁And₂₃Sps₁₉Prp₁. Takto pestré spektrum granátů může ukazovat na redepozici a recyklaci staršího sedimentárního materiálu do pánve. Nabízí se zejména srovnání s výsledky z hornin drahanského kulmu i vzhledem k přítomnosti valounů kulmských drob. Při srovnání se zjištěnými typy granátů v kulmských sedimentech (Čopjaková 2007) se ukazuje, že studované granáty vykazují podobné parametry ve 4 případech. Jsou to pyrop-almandinové granáty s nízkým obsahem grossulárové molekuly a nízkým obsahem Cr (obvykle do 0,06 hmot. % Cr₂O₃), dále pyrop-almandinové granáty s vyššími obsahy grossulárové komponenty, potom granáty grossulár-almandinové s variabilním obsahem pyropové a spessartinové molekuly Alm₄₉₋₈₀Grs₆₋₃₁Prp₃₋₁₇Sps₀₋₂₃And₀₋₃, a nakonec granáty z řady almandin-spessartin s významným obsahem MnO nad 10 hmot. % a nízkým obsahem grossulárové komponenty. Podle Otava et al. (2000) a Čopjaková et al. (2002) jsou detritické granáty v sedimentech svrchní části myslejovického souvrství charakteristické výraznou dominancí pyrop-almandinů (téměř 80%) nad jinými typy granátů. Zjištěná asociace



Obr. 4: Ternární diagram chemismu granátů.
Fig. 4: Ternary plot of the chemistry of garnets.

detritických granátů tedy dovoluje předpokládat, že rozhodujícím zdrojem byly spíše horniny protivanovského, eventuálně rozstáňského souvrství.

Přítomnost rutilu byla zjištěna na všech lokalitách. Dominují rutily s obsahem Fe převyšujícím 1000 ppm, které tvoří 68,8 %. To ukazuje na dominantní původ rutilu z metamorfovaných hornin. V rutilech se koncentrace Nb pohybují v rozmezí 270–3520 ppm (průměr 1955 ppm), koncentrace Cr mezi 40 a 200 ppm (průměr 894 ppm) a koncentrace Zr mezi 20 a 4740 ppm (průměr 1256 ppm). Hodnoty log Cr/Nb jsou záporné. Velmi proměnlivé koncentrace těchto prvků ukazují na dominantní původ z metapelitů (Zack et al. 2004, Triebold et al. 2005).

Provenience sedimentárního materiálu ukazuje na jeho pestrost a roli recyklace. Lze předpokládat určité rozdíly v původu a distribuci hrubšího (psefitického) a jemnějšího (psamitického) materiálu. To může ukazovat na relativně intenzivní zvětrávání ve zdrojových oblastech a redepozici v rámci pánve. Valounový materiál balinských slepenců, jehož zdroj bývá hledán v rámci přilehlých krystalinických jednotek z. od boskovické brázdy, zejména pak moravika, nebyl v horninách letovického souvrství zjištěn. Naopak podobnost ve složení valounů a částečně i spektra měřených přirozených radioaktivních prvků ukazuje na materiálovou dotaci především hrubozrnného materiálu vnitropánevního komplexu spíše z v. okraje pánve. Tato situace nemusí platit pro kompletní rozsah letovického souvrství a pro všechny zrnitostní frakce.

Určité rozdíly v petrografii valounů, minerálním složení pískovců, obsahu hlavních prvků i chemismu granátů a rutilu ukazují na roli dalšího zdroje materiálu pro pískovce letovického souvrství, než jsou horniny

pocházející pouze z v. ležících geologických jednotek. Odlišná pozice pro jednotlivé litostratigrafické členy v rámci diagramu A-CN-K potvrzuje, že jejich rozdílné složení je odrazem především rozdílného zdrojového materiálu a nikoliv zvětrávacích procesů či stupně zvětrávání. Pro část analýz shromážděných „hnízdovitě“ v centrální části diagramu (především vzorky z letovického souvrství) lze předpokládat výraznější roli fyzikálních procesů zvětrávání a redepozice, než chemického zvětrávání. Protáhlá distribuce studovaných vzorků v A-CN-K diagramu odráží nejspíše rozdílné zastoupení role zvětrávání/rozdílné jílové minerály (Borghes – Huh 2007). Určitou roli však mohly sehrát také zrnitostní rozdíly. Předpokládáme transport materiálu v ose pánve a určitou roli redepozice starší výplně pánve.

Rozdílné koncentrace K, U a Th ve vazbě k jednotlivým litostratigrafickým celkům pánve ukazují zejména na proměnlivé složení jílových minerálů, živců a slíd, což lze spojit s rozdílnou intenzitou zvětrávání a rychlostí snosu materiálu do pánve. Tuto interpretaci podporují výsledky petrografického studia výbrusů i výsledky silikátové analýzy pískovců. Zvýšené koncentrace U v rámci vnitropánevního komplexu byly zjištěny i v j. části boskovické brázdy a tyto koncentrace nejspíše souvisí s postdepozičním vývojem pánve.

Zjištěné výsledky ukazují na určité možnosti využití gammaspektrometrických měření pro detekci rozdílných ve zdrojových horninách. Interpretace rozdílných hodnot měření však není jednoduchá ani jednoznačná.

Poděkování

Studium bylo prováděno v rámci grantu GA ČR 205/09/1257. Za recenzi a připomínky k textu jsme vděčni J. Otavovi.

Literatura

- Borges, J. – Huh, Y. (2007): Petrography and chemistry of the bed sediments of the Red River in China and Vietnam: Provenance and chemical weathering. – *Sedimentary Geology*, 194, 155–168.
- Čopjaková, R. – Otava, J. – Sulovský, P. (2002): Srovnání chemismu detritických pyrop-almandinů lulečských slepenců s chemismem granátů vybraných granulitů Českého masivu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2001*, 44–47. Brno.
- Čopjaková, R. (2007): Odraz změn provenience v psefitické a psamitické frakci sedimentů myslejevického souvrství. – MS, disertační práce PFF MU, Brno.
- Hanzl, P. – Hrdličková, K. – Čtyrská, J. – Čurda, J. – Gilíková, H. – Gürtlerová, P. – Kabátník, P. – Kratochvílová, H. – Manová, M. – Maštera, L. – Neudert, O. – Otava, J. – Tomanová Petrová, P. – Šalanský, K. – Šrámek, J. – Švecová, J. – Vít, J. (2007): Základní geologická mapa ČR 1 : 25 000 s Vysvětlivkami, list 24-321 Tišnov. 1–84.
- Jaroš, J. – Malý, L. (2001): Boskovická brázda. – In: Pešek J. (ed.): *Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví v České republice*. ČGÚ, 243 s. Praha.
- Otava, J. – Sulovský, P. – Čopjaková, R. (2000): Změny provenience drobnodrahanského kulmu: statistické posouzení. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1999*, 94–98. Brno.
- Kukal, Z. (1985): Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. 1–80, ÚÚG. Praha.
- 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.
- Zack, T. – von Eynatten, H. – Kronz, A. (2004): Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. – *Sedimentary Geology*, 171, 37–58.
- Zajíc, J. – Štamberk, S. (2004): Selected important fossiliferous horizon of the Boskovice Basin in the light of the new zoopaleontological data. – *Acta musei reginae hradecensis S. A.*, 30, 5–15. Hradec Králové.

KRYSTALOVANÝ SIDERIT ZE SPODNOKARBONSKÝCH ALEUROPELITŮ V HRABŮVCE (KULM NÍZKÉHO JESENÍKU)

Siderite crystals from the Lower Carboniferous aleuropelites in Hrabůvka (Culm of the Nížký Jeseník Upland)

Zdeněk Dolníček¹, Petr Gadas²

¹ Katedra geologie PřF UP, tř. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz

² Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: pgadas@centrum.cz

(25-12 Hranice)

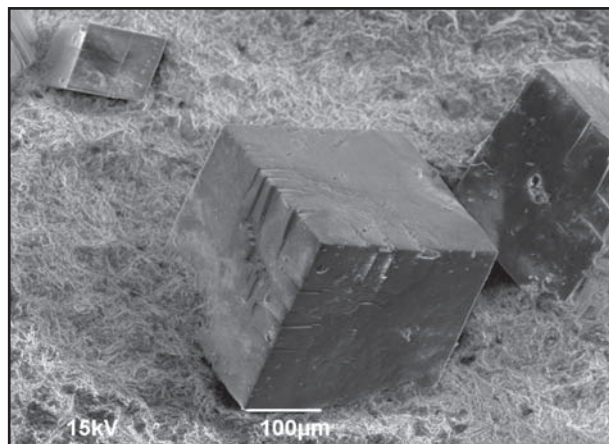
Key words: Moravo-Silesian Culm, Nížký Jeseník, ore vein, siderite, chemical composition, stable isotopes

Abstract

Fine siderite crystals form abundant druses coating walls of open fissures in the Lower Carboniferous aleuropelites of the Hrabůvka Quarry. Siderite crystals are composed of 76.2–78.9 mol. % siderite, 9.9–13.0 mol. % calcite, 9.5–11.0 mol. % magnesite, and 0.0–0.9 mol. % rhodochrosite. Locally, small isometric crystals of calcite (2.4–2.8 wt. % FeO, 0.1–0.2 wt. % MgO, 0.07–0.08 wt. % MnO) preceded crystallization of siderite. In addition, small colourless rhombs of almost pure calcite also can overgrow siderite crystals. Siderite contains small all-liquid aqueous fluid inclusions suggesting very low crystallization temperatures. Stable isotope data ($\delta^{13}\text{C} = -6.1\text{‰ PDB}$, $\delta^{18}\text{O} = -5.4\text{‰ PDB}$) are comparable to those of local Tertiary sediments and vein mineralizations that are partly associated with these sediments. It is concluded that the origin of the siderite was probably also related to the Cenozoic reactivation and associated fluid circulation.

Úvod

Siderit je v oblasti kulmu Nížkého Jeseníku obecně poměrně vzácným minerálem. Analyticky doložený je zatím pouze ze tří lokalit a na všech se vyskytuje jen v akcesorickém množství. Zimák et al. (2002) popisují siderit z Nejdku (se zvýšeným obsahem zinku – 0,4–0,8 hmot. % ZnO) a z Lošova-Zlatého dolu. Z posledně jmenované lokality byl jeho výskyt nově potvrzen i Dolníčkem (2010). Na obou zmíněných lokalitách je siderit součástí polymetalických rudních žil, kde vystupuje vždy jako krystalizačně nejstarší karbonát (Zimák et al. 2002, Dolníček 2010). Odlišný charakter má výskyt sideritu v lomu v Hrabůvce, popsáný Dolníčkem (2009), kde šlo o jemnozrnnou masivní výplň mladší pukliny v polymetalické žile se sfaleritem. V tomto příspěvku uveřejňujeme popis dalšího nálezu sideritové mineralizace odlišného charakteru z téhož lomu.



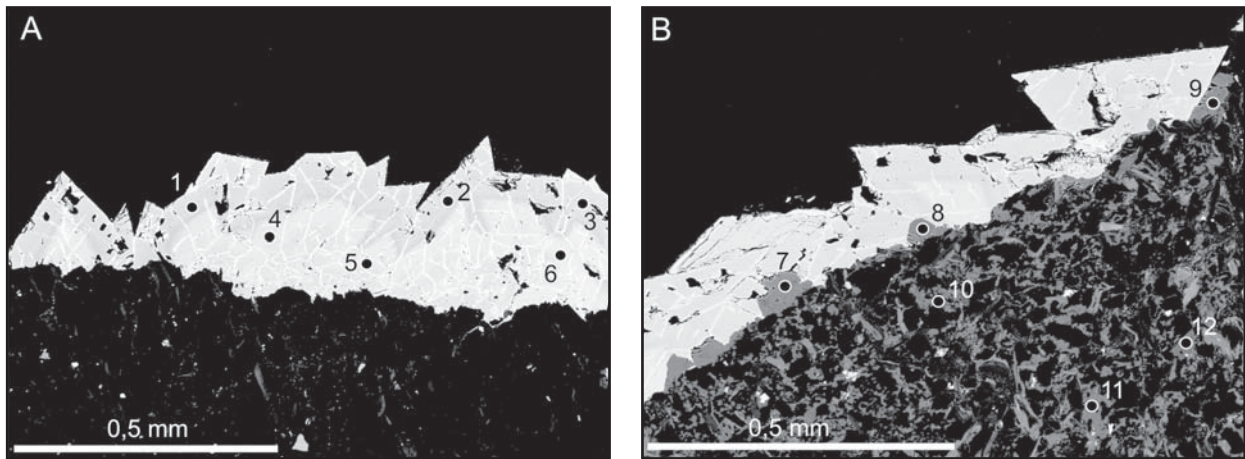
Obr. 1: Izolované euhedral vyvinuté krystaly sideritu na puklině kulmského sedimentu. Obraz v sekundárních elektronech (Foto P. Gadas).

Fig. 1: Isolated euhedral crystals of siderite in fissure of Culmian sediment. Secondary electron image (Photo by P. Gadas).

Charakteristika mineralizace

Hojné drúzové výplně maximálně několik mm mocných trhlin s krystalovými karbonáty byly nalezeny ve střední části lomu na 3. etáži. Trhliny s popisovanou mineralizací jsou orientovány většinou strmě až téměř kolmo k vrstevnatosti kulmských aleuropelitů a pod různými úhly navzájem. Pukliny orientované paralelně s vrstevnatostí byly pozorovány pouze výjimečně. Výplně mají makroskopicky charakter silně lesklých, zlatavě červených povlaků, místy s náběhovými barvami, vyvinutých na plochách o velikosti až několik dm². Jsou tvořeny buď dokonale vyvinutými izolovanými nízkými romboedry sideritu o velikosti až 0,5 mm (obr. 1), častěji se však vyskytují ve formě navzájem srůstajících krystalů tvořících tak téměř souvislou polohu (obr. 2). Průhledné krystaly jsou skelně lesklé a mají žlutou až tmavě hnědočervenou barvu. Ojedinele na krystaly sideritu narůstají drobné čokovitě, korodované, do 0,2 mm velké, zcela čiré a bezbarvé krystalky, které dle orientační EDX analýzy odpovídají téměř čistému kalcitu.

Chemické složení sideritu bylo stanoveno na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 na PřF MU v Brně (analytik P. Gadas) za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, proud 10 nA, šířka elektronového svazku 5 μm . Jako standardy byly použity přírodní i syntetické fáze. Naměřená data byla korigována PAP korekcí (Pouchou a Pichoir 1985). Karbonát vykazuje v obraze odražených elektronů růstovou zonálnost. Starší části krystalů sideritu se v BSE obraze jeví jako poněkud světlejší, jejich okraje tmavší (obr. 2A). Krystaly jsou poměrně silně rozpraskané; trhliny jsou vyplněny limonitem (obr. 2A). Navíc byly místy zjištěny i starší drobné izometrické krystalky kalcitu, přerůstající krystaly sideritu (obr. 2B). Podle provedených bodových WDX analýz (tab. 1, analýzy č. 1–6)



Obr. 2: A – Krystalovaný siderit (šedobílý, zonální) narůstající na puklině aleuropelitu (tmavý, nehomogenní, ve spodní části obrázku). Na puklinách sideritu je limonit (bílý). B – Krystalovaný siderit (bílý) narůstající na drobné krystalky kalcitu (šedý) na puklině aleuropelitu (nehomogenní ve spodní části obrázku). Obrázky BSE, foto P. Gadas. Čísla indikují místa WDX analýz z tab. 1.

Fig. 2: A – Siderite crystals (white-grey, zoned) growing up on fractured aleuropelite (dark, inhomogeneous, in lower part of photo). Fissures in siderite are filled by limonite (white). B – Siderite crystals (white) growing up on small calcite crystals (grey) on fractured aleuropelite (inhomogeneous, in lower part of photo). BSE images, photo by P. Gadas. The numbers refer to points of WDX analyses from Table 1.

je hlavní komponentou sideritu složka sideritová (76,2–78,9 mol. %), podstatně méně zastoupena je i složka kalcitová (9,9–13,0 mol. %), magnezitová (9,5–11,0 mol. %), v nepatrném množství i rodochrozitová (0,0–0,9 mol. %) a smithsonitová (0,0–0,2 mol. %). V klasifikačním schématu Trdličky a Hoffmana (1976) spadají všechny analýzy do pole sideritu. Z provedených analýz je zřejmé, že starší (v BSE obraze světlejší) partie jsou poněkud chudší na Ca a Mg a naopak bohatší na Mn a Fe, než mladší okraje sideritových krystalů. Z obrázku 3 je patrné vzájemné porovnání obsahů vedlejších složek v sideritu ze všech dosud známých lokalit v kulmu Nížkého Jeseníku. Rámcově lze konstatovat u všech výskytů určité rozdíly jak v obsazích prvků, tak v trendech, jež analýzy naznačují. To může být způsobeno jednak topominerálním vlivem okolního horninového pro-

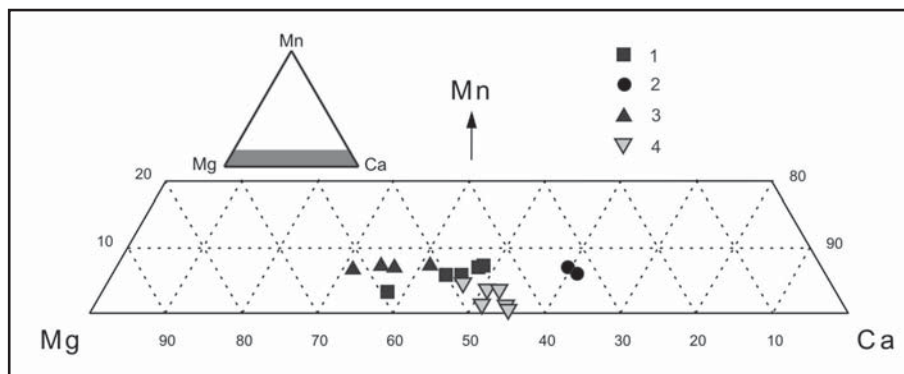
středí, jednak rozdílným původem (a tedy i chemismem) matečných hydroterm ze zjevně odlišných paragenezí. Z diagramu jsou patrné relativně nejnižší obsahy Mn u námi studovaného krystalovaného sideritu z Hrabůvky. Dále byly na mikrosondě analyzovány i starší krystalky kalcitu z dané mineralizace (tab. 1, analýzy č. 7–9), které obsahují mírně zvýšený podíl železa (2,4–2,8 hmot. % FeO) a nízký obsah hořčíku (0,1–0,2 hmot. % MgO) a manganu (0,07–0,08 hmot. % MnO). Pro porovnání byl analyzován i horninotvorný karbonát z okolního aleuropelitu: tři analýzy (tab. 1, analýzy č. 10–12) ukázaly přítomnost kalcitu s relativně nízkým zastoupením železa (0,15–0,87 hmot. % FeO), vyšším obsahem hořčíku (0,24–1,03 hmot. % MgO) a kolísavým obsahem manganu (0,05–0,67 hmot. % MnO) v porovnání s kalcitem ze sideritové mineralizace.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
P ₂ O ₅	0,05	0,01	0,00	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,07	0,03	0,03	0,03
SO ₂	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SiO ₂	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,07	0,04	0,16
FeO	51,22	51,05	50,92	50,05	49,25	49,18	2,79	2,40	2,44	0,45	0,15	0,87
MnO	0,55	0,38	0,38	0,09	0,09	0,02	0,07	0,08	0,07	0,47	0,05	0,67
MgO	3,71	3,53	3,46	4,00	3,82	3,81	0,13	0,21	0,10	0,24	1,03	0,34
CaO	5,04	5,42	5,69	6,01	6,50	6,55	53,34	54,41	56,85	54,99	54,45	54,26
SrO	0,04	0,00	0,01	0,04	0,05	0,04	0,11	0,01	0,12	0,07	0,11	0,57
ZnO	0,12	0,00	0,00	0,13	0,14	0,12	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,03
Celkem	60,77	60,43	60,46	60,37	59,89	59,76	56,50	57,21	59,68	56,33	55,91	56,93

Fe	0,788	0,789	0,786	0,769	0,762	0,762	0,039	0,033	0,032	0,006	0,002	0,012
Mn	0,009	0,006	0,006	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,007	0,001	0,009
Mg	0,102	0,097	0,095	0,110	0,105	0,105	0,003	0,005	0,002	0,006	0,025	0,008
Ca	0,099	0,107	0,113	0,118	0,129	0,130	0,956	0,960	0,963	0,980	0,971	0,965
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,005
Zn	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Celkem	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Tab. 1: Bodové WDX analýzy krystalovaného sideritu (anal. č. 1–6) a staršího kalcitu (anal. č. 7–9), a kalcitu z okolní horniny (anal. č. 10–12) z Hrabůvky (hmot. %) a empirické vzorce přepočtené na základ 1 kationtu ve vzorcové jednotce.

Tab. 1: Spot WDX analyses of siderite (anal. No. 1–6) and older calcite (anal. No. 7–9) crystals, and calcite from the host rock (anal. No. 10–12) from Hrabůvka (wt. %) and empirical formulae recalculated on the basis of 1 cation per formula unit.



Obr. 3: Porovnání obsahů vedlejších prvků v sideritech z kulmu Nížkého Jeseníku. Hodnoty v apfu, normalizováno na sumu $Ca+Mg+Mn = 100$. Vysvětlivky: 1 – siderit z polymetalické mineralizace v Nejdku (Zimák et al. 2002), 2 – siderit z polymetalické mineralizace v Lošov-Zlatém dole (Dolníček 2010), 3 – jemnozrná mladší výplň polymetalické žíly z Hrabůvky (Dolníček 2009), 4 – krystalovaný siderit z Hrabůvky (tato práce).

Fig. 3: Comparison of contents of minor elements in siderites from Nížký Jeseník Culm. The values in apfu, normalized to sum $Ca+Mg+Mn = 100$. Explanations: 1 – siderite from polymetallic mineralization in Nejdek (Zimák et al. 2002), 2 – siderite from polymetallic mineralization in Lošov-Zlatý důl (Dolníček 2010), 3 – fine-grained younger fill of polymetallic vein in Hrabůvka (Dolníček 2009), 4 – siderite crystals from Hrabůvka (this work).

V jemně nadrceném sideritu byly hledány fluidní inkluze. Inkluze jsou v daném minerálu přítomny, jsou však velice vzácné. Většinou jsou solitérní, bez zřejmé vazby na trhliny. Mají izometrický, trojrozměrný tvar, někdy byl pozorován náběh na tvar negativního krystalu (klence). Dosahují jen nepatrných velikostí (max. 6 μm). Všechny nalezené inkluze byly za pokojové teploty jednofázové. Při opakovaném zmrazování a rozmrazování v nich nebyly pozorovány žádné fázové změny. Následně proto byly zahřívány s cílem dosáhnout roztažení objemu dutiny, snížení hustoty jejich obsahu, nukleace plynné fáze a umožnění změření alespoň kryometrických parametrů. Při přehřátí do teplot 350 °C nebyly pozorovány žádné změny, při zahřátí na 400 °C dvě inkluze dekrepitovaly. V jednom případě došlo k náhlému ztmavnutí celého prostoru inkluze (= kompletní únik vyvařeného fluida po trhlíně), ve druhém došlo k náhlému objevení velké plynné bubliny (cca 50 % objemu inkluze). Fázové změny při následném mrazení bohužel nebyly v této inkluzi pro příliš velký podíl plynné fáze pozorovatelné. Závěrem lze shrnout, že chování inkluzí nasvědčuje tomu, že siderit krystalizoval z fluid charakteru vodných roztoků, které měly velmi nízkou teplotu (cca pod 100 °C).

Izotopová analýza uhlíku a kyslíku karbonátu byla provedena v laboratořích ČGS Praha. Hodnota $\delta^{13}C$ je rovna -6,1 ‰ PDB, hodnota $\delta^{18}O = -5,4$ ‰ PDB (naměřená hodnota $\delta^{18}O$ byla korigována na izotopickou frakcionaci při rozkladu vzorku k měření o hodnotu +1,44). Porovnáme-li izotopovou analýzu s dalšími dostupnými údaji, lze konstatovat pouze částečnou podobnost s jemnozrným masivním sideritem z výplně pukliny v polymetalické žíle ($\delta^{13}C = -3,1$ ‰ PDB, $\delta^{18}O = -0,7$ ‰ PDB; Dolníček 2009) či hydrotermálním dolomitem z povariských polymetalických žil ($\delta^{13}C = -4,8$ až $-5,0$ ‰ PDB, $\delta^{18}O = -12,7$ až $-13,2$ ‰ PDB; Slobodník a Dolníček, nepubl. data). Relativně nejlepší shodu, pokud jde o kyslík, lze konstatovat při porovnání s kalcitit z kalcit-pyrit-markazitových žil (pro-

tínajících místy i „izotopicky anomální vápence“), jejichž hodnoty $\delta^{18}O$ kolísají mezi -2,5 a -8,2 ‰ PDB (Dolníček a Slobodník 2002), případně se samotným „izotopicky anomálním vápencem“ ($\delta^{18}O = -2,9$ až $-5,6$ ‰ PDB; Dolníček et al. 2002). Je-li známa teplota krystalizace karbonátu, je možné vypočítat z izotopového složení C a O minerálu izotopické složení uhlíku a kyslíku fluida a interpretovat jejich zdroje. Pro modelový teplotní rozsah krystalizace 50–100 °C vychází s použitím rovnice teplotní závislosti frakcionačního faktoru siderit-voda podle Carotherse et al. (1988) hodnota $\delta^{18}O$ vody hydrotermálního

roztoku mezi -1,0 a +8,1 ‰ SMOW, což v daném prostředí může nasvědčovat přítomnosti mořské či diagenetické vody (srov. Sheppard 1986). Hodnotu $\delta^{13}C$ fluid lze s použitím grafu podle Golyševa et al. (1981) in Žák a Dobeš (1991) pro teplotu 100 °C odhadnout na cca -14 ‰ PDB. Tato hodnota nasvědčuje směsi uhlíku „hlubinného“, příp. uhlíku tzv. homogenizované zemské kůry (s hodnotami $\delta^{13}C$ mezi -5 a -8 ‰ PDB) s uhlíkem organického původu (silně negativní hodnoty $\delta^{13}C$, pod cca -20 ‰ PDB; Hoefs 1997).

Závěr

Tenké drúzovité povlaky krystalovaného sideritu z Hrabůvky nasvědčují krystalizaci v relativně velmi mladých otevřených trhlínách – žádný jiný dosud zjištěný typ mineralizace v lomu Hrabůvka v takové míře drúzovité textury nevytváří (srov. např. Losert 1957, Slobodník a Dolníček 2001). S pravděpodobným nízkým stářím by byla v souladu i velmi nízká teplota krystalizace, indikovaná přítomností jednofázových fluidních inkluzí typu L. Velmi nízké teploty vzniku spolu s izotopovým složením kyslíku a uhlíku naznačují možnou vazbu na hydrotermální systémy, z nichž vznikaly izotopově anomální vápence (Dolníček et al. 2002) a s nimi spojená kalcit-pyrit-markazitová žilná mineralizace (Dolníček – Slobodník 2002, Kučerová-Charvátová et al. 2005) a případně i mladší jemnozrná sideritová výplň pukliny v povariské polymetalické žíle (Dolníček 2009), u nichž je buď paleontologicky doloženo či ze superpozice předpokládáno neoidní stáří. Zjištěné údaje tedy nevylučují možnost, že studovaný krystalovaný siderit je produktem cirkulace fluid spojené s tektonickou reaktivací dané oblasti v průběhu kenozoika.

Poděkování

Laboratorní etapa práce byla provedena s podporou grantu GAČR 205/07/P130. Poděkování dále patří Mgr. I. Jačkové (ČGS Praha) za vyhotovení izotopické analýzy sideritu.

Literatura

- Carothers, W. W. – Adami, L. H. – Rosenbauer, R. J. (1988): Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO₂ – siderite. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2445–2450.
- Dolníček, Z. (2009): Nález neobvyklé mladší sideritové výplně rudní žíly v Hrabůvce (kulm Nížkého Jeseníku). – *Geol. Výzk. Mor. Slez.*, 16, 86–89. Brno.
- Dolníček, Z. (2010): Xenotim – (Y) z rudní žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nížkého Jeseníku). – *Geol. Výzk. Mor. Slez.*, 17, 13–15. Brno.
- Dolníček, Z. – Slobodník, M. (2002): Kalcit-markazitová mineralizace s uzavřeninami uhlovodíků v kulmských drobách u Hrabůvky, Nížký Jeseník. – Sborník abstraktů z konference Slovensko-česko-poľské mineralogicko-petrograficko-ložiskové dni (27.–29. 8. 2002, Herľany), 13. Herľany.
- Dolníček, Z. – Zimák, J. – Slobodník, M. (2002): Izotopicky anomální vápenec z Hrabůvky a jeho srovnání s podobnými výskyty na Moravě. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2001, 9, 48–50. Brno.
- Hoefs, J. (1997): *Stable isotope geochemistry*. 1–201, 4th ed. – Springer Verlag, Berlin, New York.
- Kučerová-Charvátová, K. – Kučera, J. – Dolníček, Z. (2005): Origin and significance of calcite-marcasite-pyrite mineralisation in siliciclastic Lower Carboniferous rocks, eastern margin of the Bohemian massif, Czech Republic. – In: Mao, J. – Bierlein, F. P. (eds.): *Mineral deposit research: meeting the global challenge*, Vol. 1, 141–143. Springer Verlag, Berlin, New York, Heidelberg.
- Losert, J. (1957): Ložiska a výskyty olověno-zinkových rud v severomoravském kulmu. – *Rozpr. ČAVU*, 67, 4, 1–61. Praha.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): „PAP“ procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.
- Sheppard, S. M. F. (1986): Characterization and isotopic variations in natural waters. – *Rev. mineral.*, 16, 165–183.
- Slobodník, M. – Dolníček, Z. (2001): Základní charakteristika fluid z hydrotermální mineralizace u Hrabůvky, Nížký Jeseník. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2000, 8, 52–54. Brno.
- Trdlička, Z. – Hoffman, V. (1975): *Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutná Hora (ČSSR)*. – Freiberg. *Forschungshefte*, 6, 29–81. Leipzig.
- Zimák, J. – Losos, Z. – Novotný, P. – Dobeš, P. – Hladíková, J. (2002): Study of vein carbonates and notes to the genesis of the hydrothermal mineralization in the Moravo-Silesian Culm. – *J. Czech Geol. Soc.*, 47, 3–4, 111–122. Praha.
- Žák, K. – Dobeš, P. (1991): Stable isotopes and fluid inclusion in hydrothermal deposits: The Příbram ore region. – *Rozpr. Čs. Akad. Věd*, 101, 5, 1–109. Praha.

OBSAH SÍRY V CEMENTÁŘSKÝCH VÁPENCÍCH LOŽISKA MOKRÁ A JEJÍ ZDROJ

Sulphur content in limestones for cement industry at the Mokrý Quarry and its source

Roman Donocik¹, Marek Slobodník²

¹ Českomoravský cement, a. s., nástupnická společnost, Mokrý 359, 664 04 Mokrý-Horákov; e-mail: roman.donocik@cmcem.cz

² Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: marek@sci.muni.cz

(24-41 Vyškov)

Key words: limestones, sulphur, sulphides, hydrothermal alteration

Abstract

Limestones with very high percentage of CaCO₃ and a small amount of remaining oxides (principally SiO₂ and SO₃) are important industrial rocks. Vilémovice limestones (Macocho Fm.) in the Mokrý Quarry are widely known as best pure type not only for cement industry. However, anomalous content of sulphur above limits occurs fairly often in analyses of those limestones. Sulphur contents in limestones complicate a process of clinker firing, especially because of the increase of emissions and an absence of positive chemical reactions during the firing. The reason of their frequent occurrence in the Mokrý Quarry is a hydrothermal alteration of these limestones producing the sulphides (pyrite, sphalerite, galena) and sheet silicates (besides Si and Al containing Fe, Mg, K) together with other hydrothermal minerals.

Úvod

Využití vápenců a jejich těžba patří z hlediska množství a hodnoty těžby na přední místa mezi nerostnými surovinami. V České republice představuje výrazný potenciál pro těžbu karbonátových surovin ložisko Mokrý. Ložisko Mokrý se nachází v jihomoravském kraji v okrese Brno-venkov na katastrálním území obcí Mokrý, Hostěnice a Sivice. Území ložiska tvoří výrazný morfologický hřeben protažený ve směru V–Z. Západní a částečně i s. část ložiska sousedí s hranicí CHKO Moravský kras. Zhruba 1 km jižním směrem od lomu je situována vlastní cementárna a vápenka, které mají komunikační napojení na železniční a silniční dopravu. Těžbu na ložisku Mokrý provádí společnost Českomoravský cement, a. s., nástupnická společnost. Ložisko je určeno pro těžbu a zpracování přírodních vápenců pro následnou výrobu vápna a zejména zušlechťování cementářských surovin pro výrobu slinku. Zásoby vápenců na ložisku jsou i do budoucna stále vysoké. Zvýšené obsahy síry v monitorovacích analýzách suroviny vedou ke snaze o poznání jejich původu a případnému řešení v rámci plánování těžby.

Geologie ložiska a typy vápenců

Dobývací prostor ložiska Mokrý leží na j. okraji Moravského krasu, který je součástí devonu a karbonu Dražanské vrchoviny. Geologická stavba ložiska je v podstatě dána třemi stavebně tektonickými prvky: předtransgresivním tvarem pánve a jejími změnami v blízkosti pobřeží během sedimentace, vrásovou stavbou a zlomovou tektonikou. Z tohoto pohledu se ložisko dělí na dva odlišné ložiskové celky – západní a východní.

Západní část ložiska je budována převážně čistými vilémovickými vápenci, méně pak vápenci lažáneckými (givet–frasn). Oba typy reprezentují vysokoprocentní vápenice. Podloží tvoří bazální klastické sedimenty, nadložní

horniny se zachovaly pouze v jv. a v. části západního území ložiska. Tvoří je denudační zbytky vápenců spodních a svrchních hádsko-říčských nebo křtinských hlíznatých vápenců (famen–visé) (Dvořák et al. 1987).

Východní část ložiska je na povrchu vymezena elevací probíhající ve směru SSV–JJZ. Tato část ložiska je na rozdíl od části z. budována výrazně klenutým antiklinoriem, které má na své v. části zachovaný úplný stratigrafický sled. Směrem dále k V se karbonátové horniny noří pod kulmské souvrství (Dvořák in Musil et al. 1993, Dvořák 1996).

Mezi karbonátovými horninami byly na ložisku vyhodnoceny následující geologicko-technologické typy vápenců: lažánecké, vilémovické, spodní hlíznaté, spodní říčské, svrchní hlíznaté, svrchní říčské. Z kulmského souvrství jsou v nejuvýchodnější části ložiska technologicky významné především břidlice březinské a rozstánské, které jsou vhodné jako sialitická korekce při výrobě cementu.

Nadloží paleozoických sedimentů tvoří zčásti neogenní sedimenty, v celé ploše ložiska pak různé typy kvartérních formací.

Krasování vápenců je výrazným fenoménem nejen v prostoru ložiska a postihuje především čisté vápenice vilémovické a lažánecké. Významné zkrasování vykazuje také kontakt mezi vápenci vilémovickými a podložními devonskými sedimenty. Ojedinelé zkrasování ve vápencích hádsko-říčských je nepatrné a zanedbatelné. Povrchové krasové jevy – otevřené pukliny a závrtv jsou vyplněny svahovými hlínami, sutěmi, neogenními sedimenty a terra rosou.

Metody

Analýzy vápenců byly provedeny v průběhu běžného sledování kvality suroviny v laboratořích ČMC rentgeno-fluorescenční metodou na RTG analyzátoru s vlnově disperzním modem (ED-XRF). Detekční limit pro síru je

10 ppm. Analýzy sulfidů a silikátů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 na PřF MU v Brně (analytik P. Gadas) za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, proud 10 nA, šířka elektronového svazku byla 5 μm. Jako standardy byly použity přírodní i syntetické fáze.

Složení vysokoprocenních vilémovických vápenců

Vilémovické vápence jsou chemicky značně čisté (tab. 1) a velmi zřídka obsahují vložky jílovců. Chemické složení kolísá jen v poruchových zónách a zkrasovělých vápencích. Vápence lze zařadit do tříd kvality I.–IV. (tab. 2),

	hmot. %
SiO ₂	1,52
Al ₂ O ₃	0,62
Fe ₂ O ₃	0,26
MnO	0,03
CaO	54,00
MgO	0,38
K ₂ O	0,10
Na ₂ O	0,02
SO ₃	0,02

Tab. 1: Průměrné chemické složení vilémovických vápenců na ložisku Mokrá (hmot. %).

Tab. 1: Average chemical composition of Vilémovice limestone at the Mokrá Quarry (deposit) (wt. %).

složka		Třída jakosti							
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
CaCO ₃ + MgCO ₃	min	98,50	97,50	96,00	95,00	93,00	85,00	80,00	75,00
z toho MgCO ₃	max	0,50	0,80	2,00	4,00	6,00	10,00	15,00	
SiO ₂	max	0,30	0,80	1,50	3,00	4,50	6,00	8,00	18,00
Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	max	0,20	0,40	0,80	2,00	3,50	5,00	6,00	6,00
z toho Fe ₂ O ₃	max	0,03	0,10	0,30	1,00	2,00	2,50	2,50	
MnO	max	0,01	0,03	0,03	0,03	nestanoví se			
SO ₃	max	0,08	0,10	0,20	0,20	0,30	0,50	0,50	2,00

Tab. 2: Kvalitativní třídy vápenců a limitní hodnoty složek (v hmot. %, ČSN 72 1217).

Tab. 2: Quality classes of limestones and limit values of components (wt. %, ČSN 72 1217).

ana-lyza	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	CaCO ₃	MgCO ₃	MA	MS	AE
č. 1	0,15	0,14	0,06	54,40	0,22	0,00	0,00	0,00	0,01	97,12	0,46	2,33	0,75	0,00
č. 2	1,15	0,61	0,33	53,40	0,27	0,00	0,10	0,01	0,03	95,30	0,56	1,85	1,22	0,10
č. 3	1,07	0,59	0,37	53,80	0,34	0,10	0,10	0,01	0,05	96,10	0,71	1,59	1,11	0,10
č. 4	28,00	19,40	5,62	24,40	2,02	1,00	2,50	0,18	0,06	43,55	4,23	3,45	1,12	1,80

Tab. 3: Výběr reprezentativních chemických analýz čistých vilémovických vápenců (anal. č. 1–3) a alterovaných vápenců (anal. č. 4) (hmot. %). MA – aluminátový modul, MS – silikátový modul, AE – alkalický ekvivalent.

Tab. 3: Selection of representative chemical analyses of the pure Vilémovice limestones (anal. no. 1–3) and altered limestones (anal. no. 4) (wt. %). MA – aluminate equivalent, MS – silicate equivalent, AE – alcalic equivalent.

Tab. 4: Analýzy fylosilikátů z elektronové mikrosondy v hmot. %. Obsahy dalších prvků v setinách hmot. %: Ni, V, Mn, Cr, As, nejsou uvedeny. Analýzy kromě chloritu (M2^{chl}) reprezentují směs vrstevnatých fylosilikátů – sericit, biotit, illit, montmorillonit. Mokrá.

Tab. 4: Analyses (electron microprobe) of sheet silicates (wt. %). Content of other elements in 0.0X wt. %: Ni, V, Mn, Cr, As, are not reported. Besides chlorite (M2^{chl}), analyses represent a mixture of sheet silicates – sericite, biotite, illite, montmorillonite. Mokrá.

převažuje výskyt ve třídách II. a III. Jsou tedy vhodné pro účely cukrovarnické, potravinářské, sklářské, gumárenské, pro chemickou výrobu, jemnou keramiku, pro hutní průmysl a výrobu vápna ve třídách kvality I.–II.

Lom Mokrá má v návaznosti na limitní ukazatele zmíněných tříd zpracován vlastní interní předpis definující přípustné limitní ukazatele pro těžené vápence a cementářské korekce určené pro výrobu vápna a cementu. Z těch nejdůležitějších ukazatelů lze uvést SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O, SO₃, MS (silikátový modul), MA (aluminátový modul), jejichž požadované hodnoty a jejich rozsah reprezentují analýzy č. 1, 2 a 3 (tab. 3).

Kontinuita chemické stability pro těžbu vilémovických vápenců bývá lokálně narušena partii horniny, které vykazují naprosto nevhodné hodnoty složek pro vysokoprocenní vápence (analýza č. 4, tab. 3). Tato anomalita v oblasti petrograficky stabilní části ložiska přináší pro těžáře řadu technologických rizik a je třeba přijmout některá opatření v podobě zvýšené četnosti těžebních průzkumů a selektivní těžby, což v neposlední řadě přináší zvýšené výrobní náklady.

Alterace vápenců

Nejintenzivnější a nejvýraznější makroskopické znaky doprovázející zvýšený obsah síry v hornině jsou v z. lomu ložiska Mokrá s vilémovickými vápenci. Tato místa jsou nápadná nazelenalým zbarvením a vznikem hmoty jílovitého vzhledu. Vzácně je makroskopicky patrné, že nazelenalá jílovitá hmota obsahuje sulfidické minerály. Zpravidla je celá minerální paragenese poměrně jemnozrnná a přítomnost jemně rozptýlených sulfidů je možné zjistit při jejich zvětrávání na síraný.

Různé typy fylosilikátů tvoří základní minerální asociaci novotvořené jemno-

označ.	M 1	M2 ^{chl}	M 3	M 4	M 5	M 6
Na ₂ O	0,46	0,14	0,56	0,40	0,44	0,35
SiO ₂	48,15	32,97	48,48	48,31	48,11	48,67
Al ₂ O ₃	34,24	24,28	33,27	33,74	34,21	33,99
MgO	1,40	10,40	1,84	1,68	1,61	1,60
K ₂ O	8,84	2,28	8,03	7,89	7,49	7,68
CaO	0,21	0,11	0,24	0,44	0,60	0,33
SO ₂	0,03	0,00	0,05	0,01	0,04	0,08
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,04	0,01	0,02	0,04
TiO ₂	0,78	0,11	0,71	0,76	0,75	1,34
FeO	1,94	19,15	2,39	1,27	1,42	1,24
Cl	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
F	0,23	0,10	0,23	0,27	0,22	0,24
Total	96,35	89,59	95,91	94,86	94,94	95,56

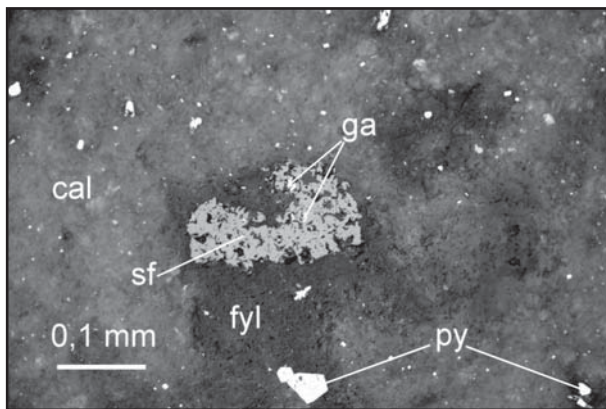
zrné hmoty, avšak přesnější identifikace vyžaduje rentgenografické studium, které by potvrdilo možné přítomné fáze – např. illit, montmorillonit. Analýzy z elektronové mikrosondy (tab. 4) naznačují, že směs fylosilikátů by měla být složena hlavně z chloritu, illitu, sericitu, biotitu(?), příp. montmorillonitu.

Formy výskytu zelené jílovité hmoty: 1) podél vrstevnatosti, 2) na tektonicky predisponovaných plochách – zlomy, stříhy, mylonitové zóny, 3) různě široké zóny okolo ploch diskontinuit, občas v podobě metasomatického zatlačování vápence za vzniku velmi nepravidelných světle zelených jemnozrnných agregátů.

Výskyt zelenožlutého jílu je vázán na blízkost různých typů diskontinuit v horninách a to naznačuje vztah spíše k epigenetickému procesu, protože to nejsou jen diskontinuity paralelní s vrstevnatostí (zřejmě stříhy – posuny podél vrstevnatosti), ale i příčné k vrstevnatosti. Tyto diskontinuity pak dosahují různých rozměrů. Největší

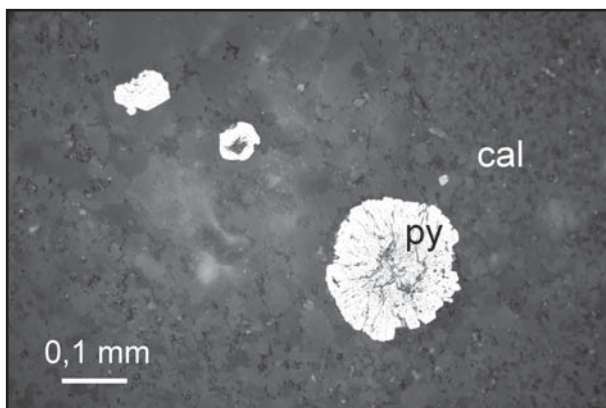
a nejdelší protínají vrstevní sled v celé lomové etáži. Taková strukturální pozice je velmi blízká charakteru povariských hydrotermálních žil, které zde byly studovány (Slobodník et al. 1997, 2002).

Přesto, že minerální asociace je velmi jemnozrnná, tak mikroskopicky bylo možné identifikovat řadu minerálních fází. Velmi běžný je pyrit, který vykazuje vtroušeninovou texturu v kalcitech a fylosilikátech. Pyrit tvoří jednotlivá zrna nebo jejich shluky (obr. 1). Zrna mají buď nepravidelné nebo až krystalové tvary. Některé agregáty vykazují framboidální podobu (obr. 2), která je charakteristická pro vznik během nízkoteplotních biochemických procesů. Velmi nápadná jsou i větší zrna sfaleritů s komplikovaným nepravidelným tvarem (obr. 1, 3). Drobné inkluze tvoří ve sfaleritech uzavíraný galenit a baryt. Pro celou asociaci je typická přítomnost křemene a hrubozrnnějšího kalcitu mezi jemnozrnnější karbonát-fylosilikátovou hmotou (obr. 4).



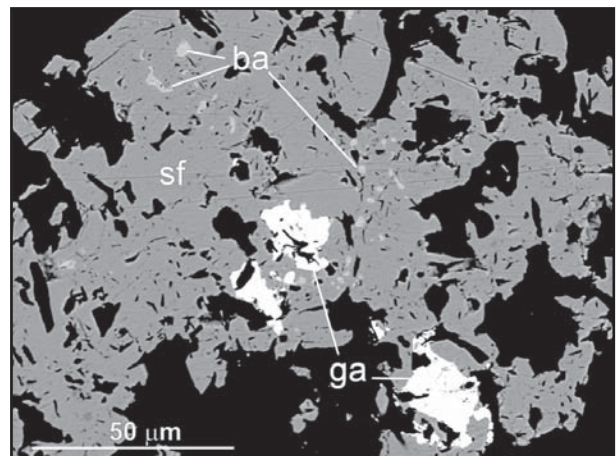
Obr. 1: Krystaly pyritu (py) a rozptýlená drobná zrna pyritu (bílá zrníčka), nepravidelné zrno sfaleritu s galenitem (sf, ga) vtroušené v kalcitu (cal) a fylosilikátech (fyl). Odražené světlo, Mokrá.

Fig. 1: Euhedral crystals of pyrite (py) and scattered little grains of pyrite (white tiny grains), irregular grain of sphalerite with galena (sf, ga) disseminated in calcite (cal) and sheet silicates (fyl). Reflected light, Mokrá.



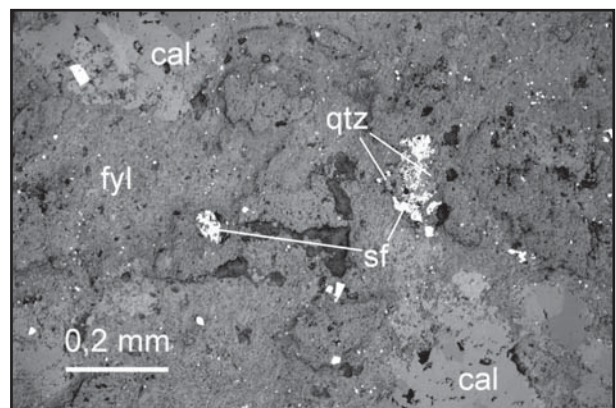
Obr. 2: Framboidální pyrit (py, dole vpravo, bílý) v jemnozrnném kalcitu (cal). Odražené světlo, Mokrá.

Fig. 2: Framboidal pyrite (py, lower right, white) in fine grained calcite (cal). Reflected light, Mokrá.



Obr. 3: Nepravidelné zrno sfaleritu (sf, tmavě šedý) s inkluzemi galenitu (ga, bílý) a barytu (ba, světle šedý) v kalcitu (černý). Snímek v BSE, Mokrá.

Fig. 3: Irregularly shaped sphalerite (sf, dark gray) with inclusions of galena (ga, white), and barite (ba, light gray) in calcite (black). BSE image, Mokrá.



Obr. 4: Hydrotermální paragenéze se sulfidy (sf – sfalerit, drobná bílá zrna jsou pyrity), křemenem (qtz), kalcitem (cal) a fylosilikáty (fyl). Odražené světlo, Vilémovické vápence, Mokrá.

Fig. 4: Hydrothermal paragenesis with sulphides (sf – sphalerite, tiny white grains are pyrites), quartz (qtz), calcite (cal) and sheet silicates (fyl). Reflected light, Vilémovice limestone, Mokrá.

Z hlediska složení jsou sulfidy poměrně čisté fáze. Velmi dobře je to patrné na složení sfaleritů, které obsahují velmi malé množství Fe (do 0,6 hmot. %), což současně dokumentuje velmi nízké teploty vzniku. Vyšší obsah Cu (8,9 hmot. %) ve sfaleritu (1 analýza) souvisí velmi pravděpodobně s malými inkluzemi chalkopyritu, který bývá běžnou součástí struktury sfaleritu.

Diskuze

Prozatím zjištěná strukturní pozice a minerální asociace alterací, které se makroskopicky projevují zejména nazelenalým odstínem ve vápencovém sledu, naznačují genetickou souvislost s hydrotermálními procesy. Na řadě míst můžeme pozorovat i metasomatické textury, kdy nová minerální asociace zatlačuje vápence. Hranice mezi vápencem a agregátem hydrotermálních fází je velmi nerovná, příp. vznikají hnízda hydrotermálních minerálů obklopená nealterovaným vápencem. Na základě současných zjištění o sledovaných alteracích a jejich podobnostech s dříve studovanou hydrotermální mineralizací (Slobodník et al. 1997) můžeme s vysokou pravděpodobností uvažovat o alteracích jako o produktu nízkoteplotního hydrotermálního procesu.

Kolísání obsahu oxidů silikátových analýz jako je SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SO_3 , K_2O , Na_2O ve vzorcích technologické suroviny (vilémovické vápence) souvisí právě s alteracemi. Obsahy Si jsou svázány s křemenem a fylosilikáty, Al s fylosilikáty, Fe s pyritem a fylosilikáty (chlorit), obsahy S se sulfidy, obsahy K s biotitem a zejména illitem nebo sericitem, obsah Na může souviset s přítomností montmorillonitu.

V případě větší akumulace sulfidů mohou vzniknout obavy o kvalitu vstupní suroviny pro výrobu cementu. Na druhé straně se však tyto sulfidy během cementářského procesu snadno rozkládají. Výskyt těchto agregátů v horninách je obtížné předpovědět nebo obecněji definovat jejich pozici. Můžeme vycházet jen z jejich základního charakteru: srážení z hydrotermálních roztoků, které migrují podél diskontinuit v horninách. Proto můžeme očekávat, že významněji se může tento proces objevovat v horninách více tektonicky porušených, okolo zlomů a puklinových zón.

Závěr

Zvýšené obsahy síry ve vápencích pro cementářskou výrobu na ložisku Mokrá souvisejí s obsahy sulfidů vázanými na hydrotermálně alterované vápence. Nejčastější ze sulfidů je pyrit, dále sfalerit, galenit a dalšími hydrotermálními minerály jsou baryt, kalcit a křemen. Celá hydrotermální asociace je prostorově svázána s alterací vápenců doprovázenou vznikem fylosilikátů a její přítomnost vysvětluje zvýšené obsahy zejména S, Fe, Si a Al v chemických analýzách vápenců pro technologickou výrobu. Protože jde o post-diagenetický hydrotermální proces, nemůžeme předpokládat závislost na nějaké úzce vymezené stratigrafické pozici, ale hlavním kritériem pro predikci výskytu je masivní charakter vápenců s dobrými geomechanickými vlastnostmi pro tvorbu puklin a dále i čistota vápenců zajišťující specifickou reaktivitu s hydrotermálními fluidy (interakce fluida-hornina).

Literatura

- ČSN 72 1217 – vápenec, dolomit – jakost. Norma se zabývá zatřídováním vápenců a dolomitů do jakostních tříd podle chemického složení těchto uhličitánových hornin. Platí pro výrobu, dodávání a zkoušení přírodních vápenců a dolomitů, které se používají pro průmyslové účely a v zemědělství.
- Dvořák, J. – Friáková, O. – Hladil, J. – Kalvoda, J. – Kukul, Z. (1987): Geology of the Paleozoic rocks in the vicinity of the Mokrá cement factory quarries (Moravian karst). – Sbor. geol. Věd, Geol., 42, 41–88. Praha.
- Musil, R. et al. (ed.) (1993): Moravský kras – labyrinty poznání. 1–336, J. Bližňák, Adamov.
- Dvořák, J. (1996): Gravitational movements in the southern part of the Moravian Karst in Famennian and Tournaisian times. – Věst. Čes. Geol. úst., 71, 2, 151–162. Praha.
- Slobodník, M. – Muchez, Ph. – Viaene, W. (1997): Hydrothermal fluid flow in the Devonian and Carboniferous of the Rhenohercynium of the Bohemian Massif. – In: Papunen H. (ed.) (1997): Mineral Deposits: Research and Exploration – Where do They Meet?, 583–586, A. A. Balkema, Rotterdam.
- Slobodník, M. (2002): Hydrotermální žilné mineralizace v Moravském krasu, Morava, ČR: pohled z hlediska charakteru fluid a P-T podmínek. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 87, 113–136.

PETROFACIÁLNÍ ANALÝZA PERMOKARBONSKÝCH SEDIMENTŮ V JIŽNÍ ČÁSTI BOSKOVICKÉ BRÁZDY A VÝSKYTU U ZÖBINGU (DOLNÍ RAKOUSKO)

Petrofacial analyses of the Permo-Carboniferous deposits in southern parts of the Boskovice basin and Zöbing (Lower Austria)

Lubomír Maštera¹, Slavomír Nehyba²

¹ Zeyerova 1435/12, 616 00 Brno-Žabovřesky; e-mail: Mastera.L@seznam.cz

² Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz

(24-34 Ivančice, 38 Krems an der Donau BMN 6804)

Key words: Early Paleozoic, terrestrial deposits, basin extent

Abstract

Petrofacial analyses of Early Paleozoic (Stephanian–Autunian) deposits of the Boskovice basin (Czech Republic) and locality Zöbing (Austria) were used for better description of the provenance and also to confirm or exclude possible existence of common basin. Significant differences in petrography of studied sandstones did not support the hypothesis about continuation of the Boskovice basin towards the south up to the area of today's Lower Austria.

Úvod

Boskovická brázda se v současnosti táhne v délce asi 90 km od Městečka Trnávka na S až k Moravskému Krumlovu na J a je vyplněna permokarbonskými (stephan–autun) sedimenty. Současná šířka boskovické brázdy je pouze 3 až 12 km. Původní rozsah pánve byl však větší, jak ukazuje charakter její výplně a např. Malý (1978) umísťuje její z. okraj až k Náměšti nad Oslavou. Sedimentace nezačala v celé pánvi současně. Depozice začala nejspíše v j. části pánve (rosicko-oslavanská oblast) během stephanu C a postupně se rozšiřovala především k S a SV. Pánev byla v této části vývoje pravděpodobně sedimentologicky a hydrologicky uzavřená. Je však také uvažováno otevření boskovické brázdy směrem k J, když jsou s pánví srovnávány výskyty litologicky a stratigraficky obdobných sedimentů v okolí Zöbingu v Dolním Rakousku (Jaroš – Mísař 1967). Pokusili jsme se přispět k této paleogeografické problematice sedimentárně-petrografickým studiem vybraných sedimentů. Schematická pozice zájmového území je prezentována na obrázku 1.

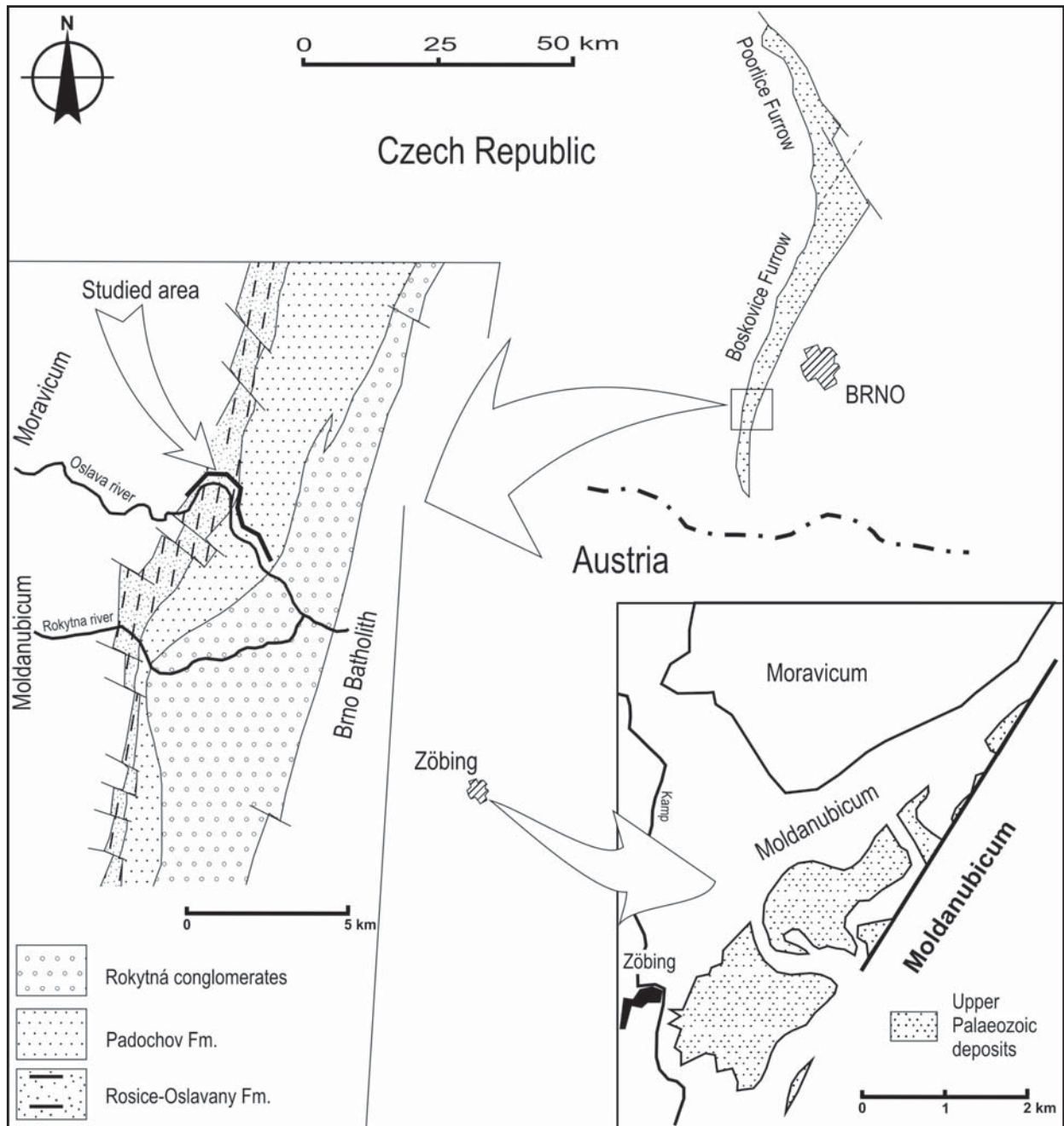
Metodika

Studované vzorky z boskovické brázdy byly získány z profilu mezi Oslavany a Ivančicemi, kde jsou odkryty sedimenty spodního (bazálního) červenohnědého souvrství, rosicko-oslavanského souvrství a padochovského souvrství. Z těchto sedimentů bylo odebráno 8 vzorků pouze z těles pískovců facie fluviálních koryt. Svrchnopaleozoické sedimenty v okolí Zöbingu jsou odkryty řadou drobných výskyty. Lokality byly vyhledány především dle Vasicek (1977) a odpovídaly vrstvám Rockenbauer Sandstein, Kaltenbachgraben Sandstein, Heiligenstein Arkosen a Lamm Arkosen. Celkem 13 vzorků bylo odebráno z mocnějších písčitých lavic (facie fluviálních koryt, průvalových sedimentů a aluviálních kuželů).

Petrografická analýza na základě planimetrického hodnocení výbrusů metodou Zuffy (1980, 1985) byla vyhodnocena podle metodiky Gazzi-Dickinson (in Dickinson 1970), Dickinsona-Suczeka (1979), Dickinsona (1983) resp. Dickinsona (in Miall 1990). Analýza byla prováděna průběžným určováním zrn v liniích vzdálených 1 až 2 mm v celkové délce linií 5 cm. Využitím 4 základních ternárních grafů s dodatečným grafem Ingersolla (1990) byl učiněn pokus o petrografickou charakteristiku zdrojových oblastí a jejich geotektonické pozice. Výsledky petrofaciálních analýz jsou shrnuty v obrázku 2.

Charakteristika sedimentů

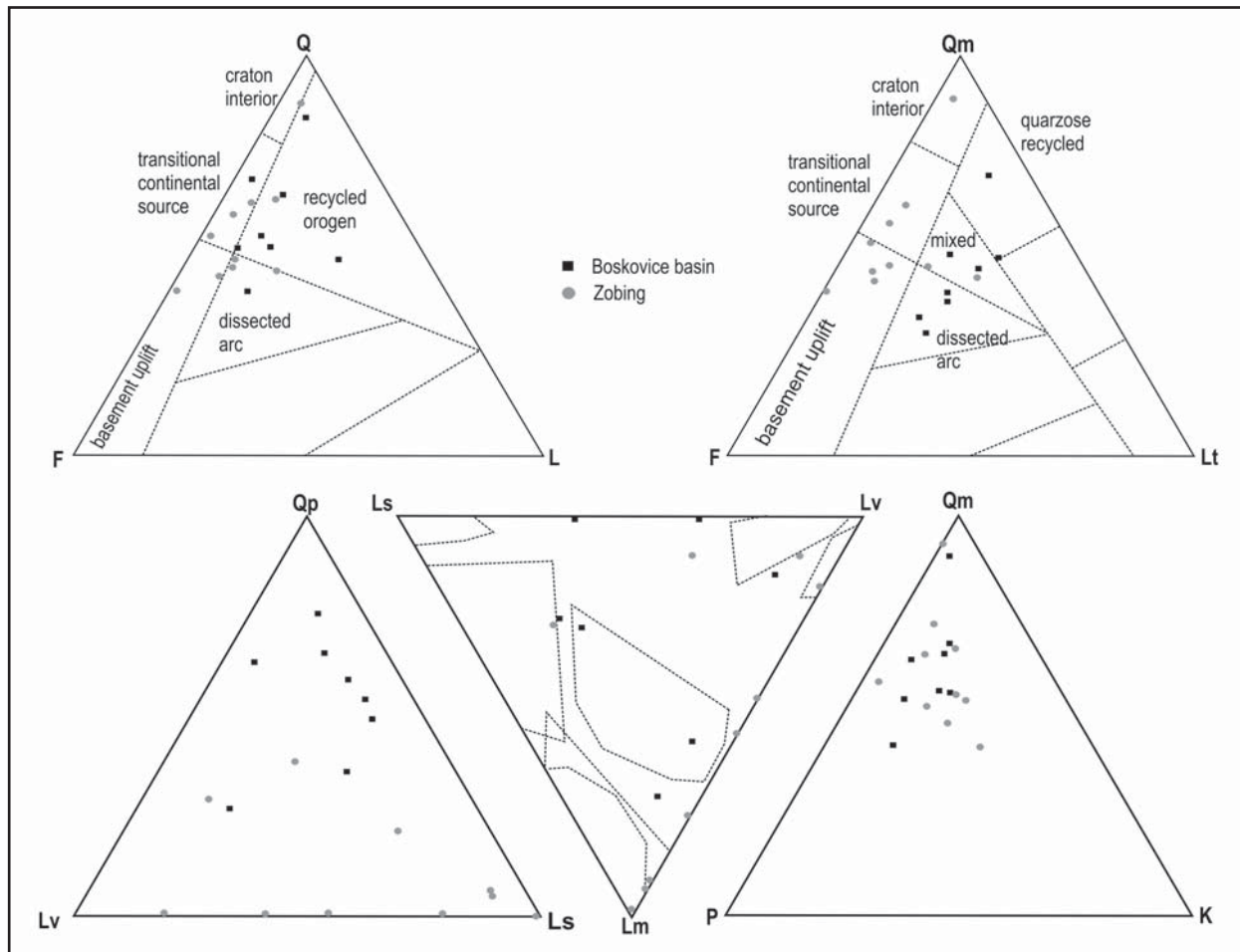
Horniny z obou lokalit patří mezi mineralogicky poměrně málo zralé a většinou strukturně výrazně nezralé středně zrnité pískovce, v několika případech s malou příměsí drobného šterku. Nejčastěji je lze řadit mezi drobovité pískovce až litické droby, výjimečně arkózovité droby. Pro jejich strukturní nezralost, často nízký stupeň zaoblení a špatně odlišitelné složení, kdy zrna jsou intenzivně stěsnána, je vesměs obtížné určit množství a kvalitu matrix. Mnohdy lze pouze přibližně stanovit zda se jedná o litoklast či soliterní zrna minerálu a oddělit je od základní hmoty. Proto výsledky planimetrických analýz založené na metodě Zuffy (1980) nemohou být zcela objektivní. Nicméně dovolují posoudit základní petrografickou charakteristiku detritu. Je však přesto potřebné stanovit též strukturu a složení matrix. Obtíže činí časté a zcela nepravidelné kalně rezavě hnědé průsaky a masivní záteky Fe-hydroxidů, nejen do ní, ale též do psamitické ev. drobné psefitické frakce. Matrix především představují jílové povlaky, které obalují snadno odlišitelná zrna. Dále to je velmi jemný písek a prach, často silně poznamenaný alterací i rekrystalizací, dokonale promíšený s proměnlivým množstvím jílu (dnes především v podobě sericitu



Obr. 1: Zjednodušená mapa zájmové oblasti.
 Fig. 1: Simplified map of the area under study.

a patrně též chloritu). Současně lze tušit ve větších intergranulárních mezerách mnohdy neurčitelná alterovaná zrna, která zcela splývají se zbarvenou základní hmotou. Někdy se v pórech objevují i větší klasty světlých i tmavých slíd případně chloritu, často doprovázené záteky nebo opakními rudními zrny. Některé vzorky obsahují v pórech výraznější karbonátový tmel. Nejen velmi proměnlivá zrnitost, tvar písčinych zrn i zaoblení (ostrohranná až polozaoblená zrna) stanovují strukturu a množství matrix resp. tmelu. Občasná příměs psefitické frakce má vždy tvar dobře zaoblených valounků dosahujících jen výjimečně až 10 mm. I přes tyto obtíže lze dosažené poznatky využít pro petrografickou charakteristiku detritu a tím i pro definici jistých rozdílů mezi oběma lokalitami.

U sedimentů z lokality Zöbing, hlavně Heiligenstein Arkosen, které obsahují větší množství velmi hrubého písku, především valounků, lze definovat z jakých zdrojů pochází i jemnější psamitická frakce. Nesporně jsou jimi horniny podobné gřöhlským ortorulám, jemnozrnným granatickým rulám případně granulitům a více plagioklasovým granitoidům. Z těchto hornin určitě pochází velké množství monominerálního, ale především agregátního křemene. Zůstává otázkou odkud pochází také kromě převládajících a různě sericitizovaných soliterních i hypaotomorfních plagioklasů nápadně hrubá zrna až fenokrysty karlovarsky zdvojitých, mikroperthitických, často undulose žhášejících a různě zakalených K-živců (ortoklasů). V některých valouncích jsou i příznaky kataklázy či mylonitizace vedoucí až k tvorbě mikrokrytalických



Obr. 2: Klasifikační ternární diagramy studovaných pískovců dle Dickinson 1970 (Q = Qm + Qp, Qm – monokrystalický křemen, Qp – agregátní křemen, F = P + K, P – plagioklasy, K – draselné živce, L = Lv + Ls + Lm, Lv – klasty felzických vulkanitů, Ls – klasty mikrozrných sedimentů, Lm – klasty mikrokrytalických břidlic, Lt = L + Qp).

Fig. 2: Classification ternary diagrams for the studied sandstones (according to Dickinson 1970) (Q = Qm + Qp, Qm – monocrytalline quartz, Qp – polycrystalline of quartz, F = P + K, P – plagioclase, K – K-feldspar, L = Lv + Ls + Lm, Lv – clasts of felsitic volcanites, Ls – clasts of micrograined sediments, Lm – clasts of microcrystalic shales, Lt = L+Qp).

křemenných pásků, jež se též objevují jako samostatná zrna. Příměs vulkanického detritu má nejčastěji charakter kryptokrystalického a někdy intenzivně argilitizovaného skla, ale též felzitů, občas se zřetelnou mikroprizmatickou nebo sférolitickou strukturou. Tvoří je buď výhradně živce nebo také křemen. Také některá zrna křemene fyziognomií naznačují možný zdroj z porfyrických typů vulkanitů. Z nich mohou pocházet občas se vyskytující zbytky mikroganofyrických živců. Malé množství detritu odpovídá patrně metakvarcitům. Výjimečně to jsou zbytky buď muskovitického kvarcitu nebo svoru a fylitů či fylitických prachovitých břidlic. Neznámý je původ klastických slídk. Některé připomínají níže metamorfované krystalické břidlice, avšak horninový zdroj některých deformovaných lupenů anebo dokonalých lišt biotitu a muskovitu je neidentifikovatelný. Zajímavé jsou např. dlouhé úzké až automorfní lišty muskovitu mající tvar připomínající „kink bands“ z fylitů. Charakteristickým průhledným těžkým minerálem jsou především čiré bezbarvé granáty, které se dokonce v jednom vzorku z „Heiligenstein Arkosen“ akumulují do neostře oddělené jemné laminy. Pozoruhodným je též málo průsvitný temně rudý rutil mající hlavně tvar zlomků dlouze sloupcovitých krystalků. Z ostatních

těžkých minerálů byly zjištěny nenápadné a řídké apatity a zonální zirkon. Zajímavá a vzácná jsou až 0,3 mm zaoblená zrna nápadně podobná plně pinitizovanému cordieritu. Jen výjimečně byl identifikován zbytek sillimanitu s plně baueritizovaným lupenem biotitu.

Také pískovce z profilu mezi Oslavany a Ivančicemi obsahují dominantně velké množství jak monominerálního, tak agregátního křemene, který je především angulární. Nicméně občas se vyskytují čirá zaoblená monominerální zrna a některá dokonce připomínají tvarem původní fenokrysty. Podobně nápadná jsou většinou undulozně zhášeující, méně hypautomorfní, ale občas poikilitická monominerální zrna K-živců. Svědčí nejspíše o ortorulovém původu. Také mnohá agregátní křemenná zrna s plagioklasy a vzácně též K-živci nasvědčují tomuto zdroji. Mnohem vzácnější jsou agregáty křemene se živci resp. slídkami dokazující významnější původ v granitoidech. Početnější křemenná zrna neodpovídají přesně Zuffovu (1980) polykrystalickému typu. Jedná se o jemnozrné zbytky, které mohou pocházet z mylonitizovaných granitoidů (jež lze také výjimečně v detritu identifikovat) případně ortorul. Jistě to nejsou typy rohovců, chalcedonu apod. Proti rakouské lokalitě zde mnohem častěji nalez-

neme jemnozrné kvarcity (část může mít zdroj rovněž v mylonitech), metakvarcity, fylity, kvarciticke fylity, ale též velmi jemnozrné pararuly, prachovce nebo prachovité břidlice a též jílovité břidlice. Nápadnější jsou hrubší klasty vulkanického kryptokrystalického skla mající někdy tvar destiček. Opět neřešitelným problémem je zdroj dosti častých hrubých klastických biotitů a zejména lišt muskovitu (mnohé mají tvar „kink bands“), jimiž jsou některé vzorky, především středně zrnité, obohacené. S řadou agregátních křemenných zrn připomínají společný původ, který může odpovídat svorům nebo biotit-muskovitickým rulám. Povlakovopórová a pórová struktura základní hmoty rovněž připomíná sedimenty ze Zöbingu, bývá však intenzivněji maskována Fe hydroxidy. Také karbonát tady častěji vyplňuje zbylé póry. Významná je odlišnost asociace akcesorických průhledných minerálů. Rozhodně u Oslavan není granát dominantním minerálem, ale je součástí asociace, kterou tvoří též rutil (zcela odlišný typ většinou jako růžence velmi jemných xenomorfních zrněk), hnědozelený turmalín, apatit a vzácné, přesto častější agregáty sillimanitu s lupenem slídy. Jen výjimečně se nalézají i pinitizovaná zrna cordieritu. Jediný vzorek ze spodního (bazálního) červenohnědého souvrství se podobá složením a strukturou většiny vzorků ze Zöbingu. Ostatní vzorky z Oslavan napovídají, že provenientní oblasti detritu byly pestřejší a měly také charakter spíše nízkometamorfovaných krystalických břidlic s nižším podílem hornin granitoidní a ortorulové povahy.

Petrofaciální zhodnocení a závěr

Existuje určitá podobnost ve struktuře studovaných vzorků pískovců pocházejících z permokarbonských sedimentů j. části boskovické brázdy a výskytu u Zöbingu. Tyto stavební znaky odrážejí především obdobné transportační a depoziční procesy, částečně také procesy ve zdrojové oblasti a například dle Einsele (1992) je přítomnost transportovaných klastů draselných živců a především plagioklasu indikátorem omezené role chemického zvětrávání ve zdrojové oblasti. Na druhou stranu byly v petrografickém složení pískovců zjištěny významné rozdíly. Zejména potíže se správnou klasifikací klastů a minerálních zrn podle Zuffy (1980) zapříčiňují, že tyto zřejmé rozdíly mezi oběma lokalitami nejsou dostatečně výrazné též v klasifikačních ternárních diagramech dle metody Dickinsona (1990). Přesto výsledky umožňují tvrdit, že zdrojem detritu pro sedimenty lokality Zöbing bylo území, které lze označovat v Dickinson-Suczkové (1979) terminologii jako zvedající se kontinentální blok, zatím co v Oslavanech jde především o směsici detritu z podobného zdroje obohacenou o detrit pocházející patrně z recyklovaného orogénu. Dosažené výsledky proto nepodporují představu pokračování depozičního prostoru boskovické brázdy směrem k J, až do oblasti v okolí dnešního Zöbingu v Dolním Rakousku. Studium v zájmových oblastech bude dále pokračovat litofaciální analýzou, vyhodnocením těžkých minerálů a gamaspektrometrickým a geochemickým studiem.

Poděkování

Studium bylo prováděno v rámci grantu GA ČR 205/09/1257.

Literatura

- Dickinson, W. R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. – *J. Sed. Petrology*, 40, 2, 695–707, Tulsa.
- Dickinson, W. R. – Suczek, Ch. A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63, 12, 2164–2182, Tulsa.
- Dickinson, W. R. et al. (1983): Plate settings and provenance of sand in modern ocean basins. – *Geology*, 8, 82–86, Boulder.
- Dickinson, W. R. (1990): Clastic Petrofacies. – In: Miall, A. D. (1990): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 1–664, Springer Verlag, New York.
- Einsele, G. (1992): *Sedimentary basins*. 1–648, Springer Verlag, Berlin.
- Ingersoll, W. R. (1990): Actualistic Sandstone Petrofacies: Discriminating Modern and Ancient Source Rocks. – *Geology*, 18, 733–736, Boulder.
- Jaroš, J. – Mísař, Z. (1967): Problém hlubinného zlomu boskovické brázdy. – *Sbor. geol. Věd. Geol.*, 12, 131–147.
- Malý, L. (1978): Říční a deltová sedimentace v rosicko-oslavanské pánvi. – *Sbor. III. uhel. geol. konf. přírod. fak. UK*, 109–111, Praha.
- Vasicek, W. (1977): Das Jungpaläozoikum von Zöbing. – *Exkursionen Jungpaläozoikum & Mesozoikum Österreich, Österr. Paläont. Ges.*, 1–21.
- Zuffa, G. G. (1980): Hybrid Arenites: Their Composition and Classification. – *J. Sed. Petrology*, 1, 21–29, Tulsa.
- Zuffa, G. G. (1985): Optical analyse of arenites: influence of methodology on compositional results. – In: Zuffa, G. G. (ed.): *Provenance of arenites*, 165–189, D. Riedel Publishing Company, Dordrecht.

PALEONAPJATOSTNÍ ANALÝZA MASIVU HORY NARANCO (ASTURIE, ŠPANĚLSKO)

Paleostress analysis on the Naranco Mt. Massif, Asturia, Spain

Gabriela Tóthová, Rostislav Melichar, Markéta Kernstocková

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37, Brno; e-mail: 175104@mail.muni.cz

Key words: *Kantabrian Zone, Asturian Arc, Devonian, Lower Carboniferous, paleostress analysis, faults, stylolites, veins*

Abstract

This work is focused on paleostress analysis of fault system from the Naranco Mt. The Naranco Mt. is situated north of Oviedo, the capital of province Asturias (northern Spain). Data were obtained from the southern slope of the Naranco Mt. The orientation of faults and striation on faults surface were measured separately by Clar compass. The data was processed by the program MARK2006. The orientation of bedding planes and joints as well as veins and stylolites (e.g. additional structures useful for determination of σ_1 a σ_3 directions) were plot using the Spheristat 2.2 software. Three phases of deformation were separated using the program MARK2006. The notable SSE–NNW compression and folding occurred obviously during thrusting.

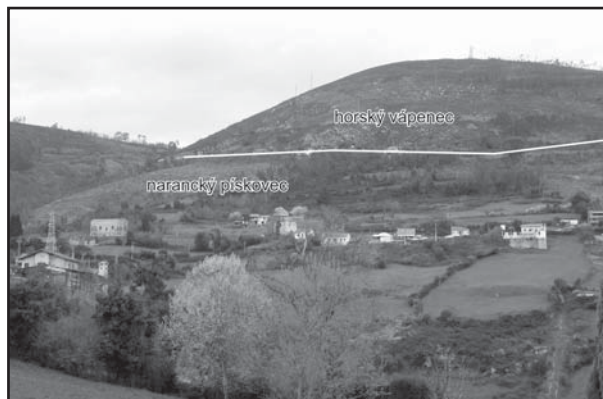
Úvod

Zkoumaná oblast jižního svahu hory Naranco (obr. 1), který je orientován ve směru V–Z, náleží do centrální části kantabrijské zóny (Zona Cantábrica) a je součástí sobiaské jednotky (Unidad de Sobía). Kantabrijská zóna (obr. 2) je externí zóna iberského masivu, který náleží do evropského variského orogénu. Kantabrijská zóna je charakteristická svým pestrým stratigrafickým vývojem, který zahrnuje téměř celé paleozoikum. Kantabrijská zóna reprezentuje tektoniku typu „thin-skinned“ a je charakteristická minimální metamorfózou a nepřítomností vulkanitů.

Struktura oblasti Naranco je součástí jednoho z ramen synklinály orientované svou osou ve směru SV–JZ. Horniny karbonového a devonského stáří jsou stratifikovány ve směru Z–V. Směrem na S se sklon vrstev zvyšuje. Jižní částí studované oblasti prochází pravděpodobně hercynský násun reaktivovaný v době alpské orogeneze tvořící kontakt mezi horninami mezozoickými a terciárními. Navíc můžeme pozorovat systém menších zlomů ve směru SSZ–JJV (Gutierrez Claverol – Torres Alonso 1995).

Stratigrafie studované oblasti hory Naranco je reprezentována následujícími souvrstvími (obr. 3) karbonového a devonského stáří: rañeceská skupina (Grupo de Rañeces), moniellské [čti moniejské] souvrství (Formación Moniello), narancké souvrství (Formación Naranco), Candamo-Baleas, Alba a skupina horského vápence (Caliza de Montaña). Měření pochází hlavně z naranckých pískovců a horských vápenců.

Narancké pískovce (Formación Arenisca del Naranco, eifel–givet) jsou křemité bělavé či hnědavé pískovce, občas s výskytem železem nabožených poloh, s malými prachovcovými vrstvami s čeřinovým zvrstvením. Reprezentují sedimenty platformy s převahou bouřkových uloženin. Celkem toto souvrství svou mocností nepřesahuje 500 m.



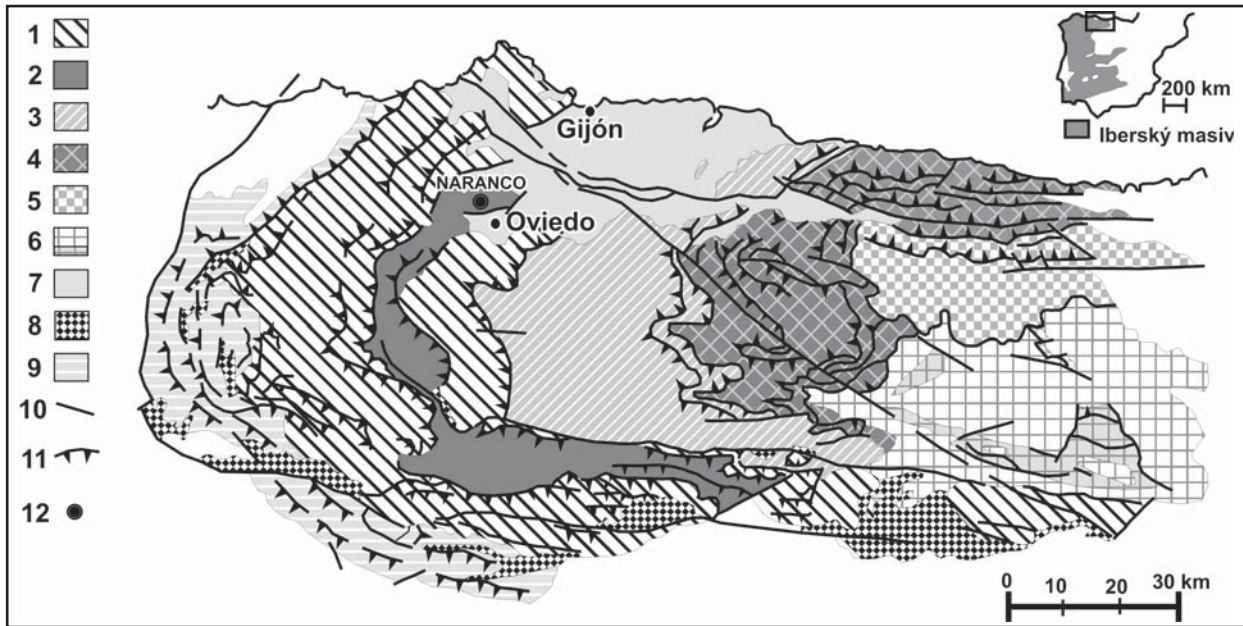
Obr. 1: Pohled na Naranco ležící s. od města Ovieda, konkrétně na vrchol Pico Paisano 634 m n. m. s monumentem Ježíše Krista. Fig. 1: Naranco Mt. is on the north from Oviedo, the capital of Asturia. Jesus Christ monument is situated on Pico Paisano (634 m).

V pískovcích se občas mohou nalézt polohy s krinoidovou či brachiopodovou faunou (Martínez Álvarez et al. 1975).

Skupina horského vápence (Caliza de Montaña, namur) je tvořena dvěma souvrstvími – barcalientským a valdetešským. Horské vápence jsou silně tektonicky postiženy množstvím zlomů, stylolitů a pronikány žilkami. Barcalientské souvrství (Formación Barcaliente) je tvořeno vápenci tmavé barvy s mocností zhruba 600 m, které neobsahuje mnoho fosilií. Valdetešské souvrství (Formación Valdeteja) jsou masivní jemnozrnné vápence světlejší barvy, které jsou nezřídka sekundárně dolomitizované. Hranice není vždy zřetelná, a proto se obě souvrství často označují jednotným termínem „horský vápence“.

Metodika

Terénní práce se soustředily na získání dat orientace hlavních drobně–tektonických prvků: ploch vrstevnatosti, puklin, žilek, stylolitů, zlomových ploch a rýhování na nich.



Obr. 2: Členění kantabrijské zóny na geologické jednotky. Studovaná zóna je součástí sobiaské jednotky (Unidad de Sobia). Podle Juliverta (1971), zjednodušeně. Paleozoické horniny hlavních jednotek kantabrijské zóny (1–6): 1 – aramská, somiedo-correcijská, eslaská a valsurviorská jednotka, 2 – sobia-bodónská jednotka, 3 – centrální karbonská pánev, 4 – ponžská jednotka, 5 – jednotka Picos de Europa, 6 – pisueržsko-carrionská jednotka, 7 – mesozoické a terciární horniny, 8 – karbonické horniny (stefan), 9 – prekambrické horniny, 10 – zlom, 11 – přesmyk, 12 – studovaná lokalita.

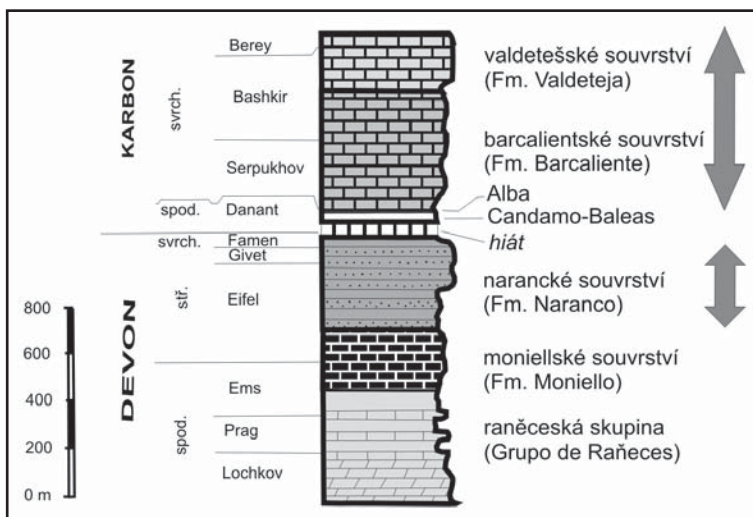
Fig. 2: Division of Cantabrian Zone (Zona Cantábrica). The studied area is a part of Sobia Unit. After Julivert (1971), simplified. Main paleozoic rocks in Cantabrian Zone (1–6): 1 – Aramo, Somiedo-Correcilla, Esla and Valsurvio Unit, 2 – Sobia-Bodon Unit, 3 – Central Coal Basin Unit, 4 – Ponga Unit, 5 – Picos de Europa Unit, 6 – Pisuerga-Carrion Unit, 7 – Mesozoic and Tertiary rocks, 8 – Carboniferous rocks (stephan), 9 – Precambrian rocks, 10 – normal fault, 11 – thrust, 12 – studied area.

Orientace žilek byly užity k odhadnutí směru σ_3 , zatímco osy stylolitových zubů k odhadům směru σ_1 . Hlavním cílem bylo určení paleonapjatostních charakteristik na základě údajů o orientaci zlomů, rýhování a smyslech pohybu. Smysl pohybu byl určován zejména podle akrečních stupňů

a slickolitů v karbonátech a podle asymetrických hřbetů a Riedelových stříhů v siliciklastických horninách.

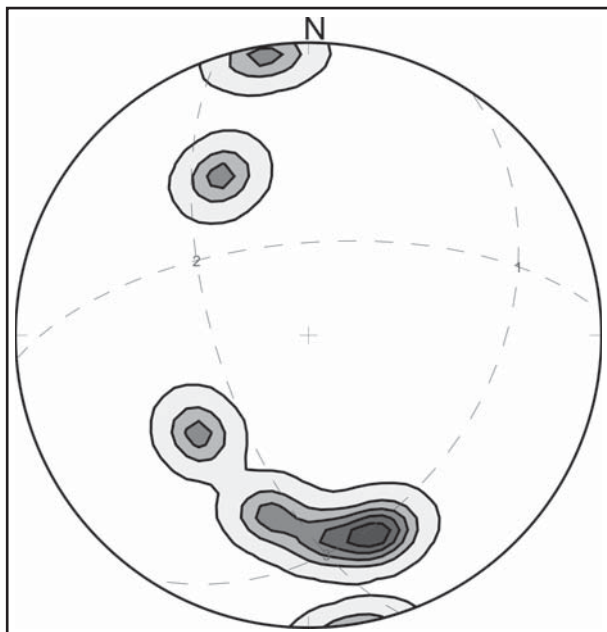
Naměřená data byla zpracována programem Spheristat (for Windows, version 2.2) a programem MARK2006. Do programu Spheristat (Stesky 1998) byla zadána data orientace vrstevnatosti, puklinatosti, žilek a os stylolitů a zpracována formou konturových diagramů. Plošné struktury jako vrstevnatost, puklinatost a orientace žilek byly vyneseny jako póly ploch. Osy stylolitových zubů byly do diagramů azimutální projekce vyneseny jako lineace.

Programem MARK2006 (Kernstocková – Melichar 2005) byla provedena paleonapjatostní analýza. Jako vstupní data byly použity hodnoty orientace zlomů a na nich měřené lineace s určeným směrem pohybu na zlomu. Jako omezující parametr byl použit Lodeho parametr (určující tvar elipsoidu deformace), dále též hodnota τ (kritické střížné napětí) a hodnota stability řešení. Pomocí těchto parametrů byla programem MARK2006 separována správná a nesprávná řešení paleonapjatosti a na základě zjištěných směrů hlavních normálových napětí σ_1 , σ_2 a σ_3 byly z původně heterogenního souboru zlomů separovány homogenní dílčí soubory odpovídající jednotlivým fázím.



Obr. 3: Stratigrafické schéma formací vycházejících v Asturii. Na hoře Naranco vychází raněeská skupina, moniellské vápence, narancké pískovce, griot a skupina horského vápence (barkalientské souvrství a valdetešské souvrství). Upraveno podle Gutierrez Claverola et al. (1995).

Fig. 3: Stratigraphical scheme of formations in Asturias. There are Ranėes Group, Moniello limestone, Naranco sandstone, Griot and Mountain Limestone Group outcrop at the Naranco Mt. After Gutierrez Claverol et al. (1995).

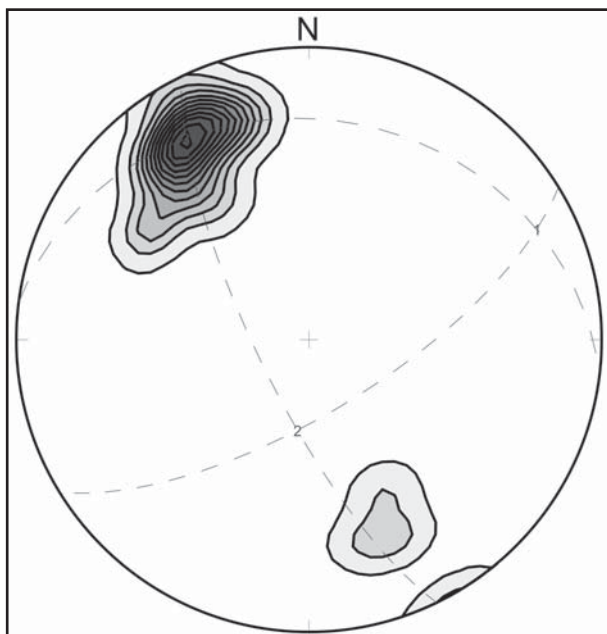


Obr. 4: Konturový diagram pólů ploch vrstevnatosti v narancových pískovcích, hora Naranco, Asturie, Lambertova plochojevná projekce.

Fig. 4: Distribution of bedding orientation in Lambert azimuthal projection, Naranco sandstone, Naranco Mt., Asturia.

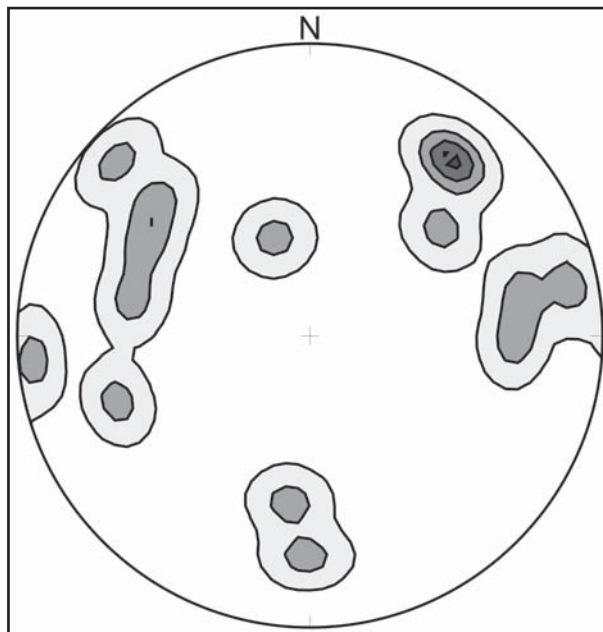
Vrstevnatost

V konturovém diagramu jsou patrná dvě maxima, která zřejmě odpovídají dvěma ramenům vrás. V narancových pískovcích (obr. 4) jsou ramena vrásy: 124/38 a 355/64, osa vrásy je 72/26. V horských vápencích (obr. 5) mají vrásová ramena orientaci: 357/26 a 149/70 a osa vrásy byla dopočítána na 65/15. Z konturových diagramů vrstevnatostí lze vyčíst, že narancové pískovce a horské vápence byly



Obr. 5: Konturový diagram pólů ploch vrstevnatosti v horských vápencích, hora Naranco, Asturie.

Fig. 5: Distribution of bedding orientation in Lambert azimuthal projection, Mountain Limestone Group, Naranco Mt., Asturia.



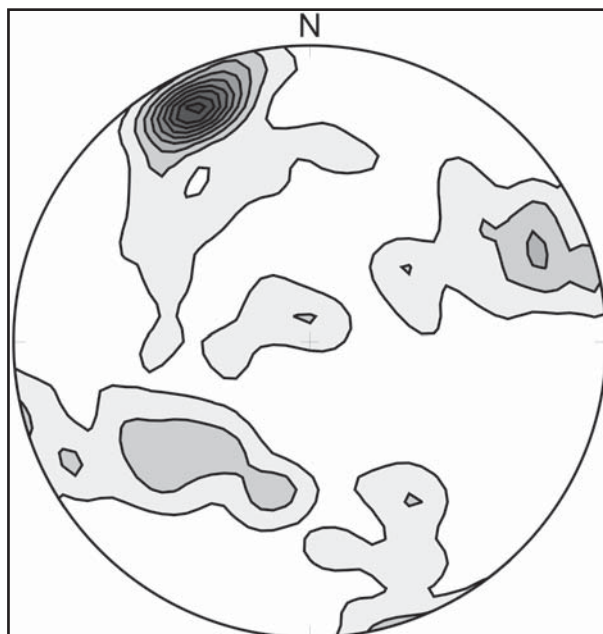
Obr. 6: Konturové diagramy pólů ploch puklin v narancových pískovcích, hora Naranco, Asturie.

Fig. 6: Distribution of joints orientation in Lambert azimuthal projection, Naranco Sandstone, Naranco Mt., Asturia.

postiženy stejnou deformací, neboť jejich ramena i osy vrás jsou téměř totožné. Drobné nepřesnosti vznikly v důsledku menšího počtu měření v narancových pískovcích.

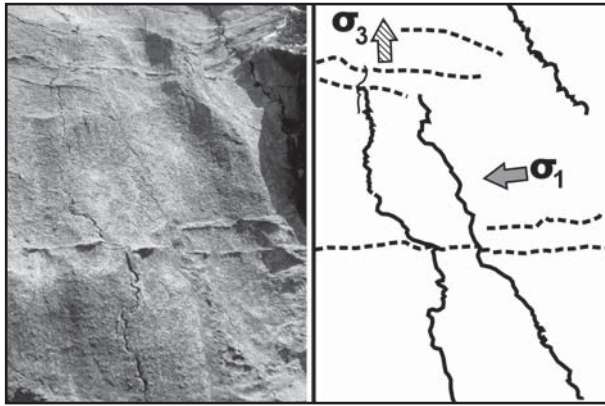
Puklinatost

V konturovém diagramu pólů puklinatosti v narancových pískovcích (obr. 6) je zřetelné jedno maximum ve směru 218/68, které je kolmé na osu vrás, a dvě vzájemně



Obr. 7: Konturové diagramy pólů puklin v horských vápencích, hora Naranco, Asturie.

Fig. 7: Distribution of joints orientation in Lambert azimuthal projection, Mountain Limestone Group, Naranco Mt., Asturia.



Obr. 8: Stylolity a žilky v horských vápencích a vztah k orientaci hlavních normálových napětí σ_1 a σ_3 .
 Fig. 8: Stylolites and veins and their relation to direction of main principal stresses σ_1 and σ_3 , Mountain Limestone Group, Asturias.

kolmá vedlejší maxima ve směru téměř paralelním 119/55 a 258/63.

Srovná-li se puklinatost a vrstevnatost v horských vápencích, je patrný v obou případech sv.-jz. směr, z čehož by se dalo usuzovat, že jeden systém puklin vznikl paralelně s vrstevnatostí, druhý systém puklin kolmo na osu vrásky a třetí systém puklin kolmo na vrstevnatost a paralelně s osou vrásky. V diagramu směrů puklinatosti v horských vápencích (obr. 7) jsou patrná 3 maxima, jedno hlavní ve směru 154/79 a dvě vedlejší ve směrech 51/49 a 248/72.

Žilky a stylolity

Vznik žilek a stylolitů velmi úzce souvisí se směry hlavních normálových napětí σ_1 a σ_3 (obr. 8). Maxima v konturových diagramech pólů naměřených žilek (obr. 9)

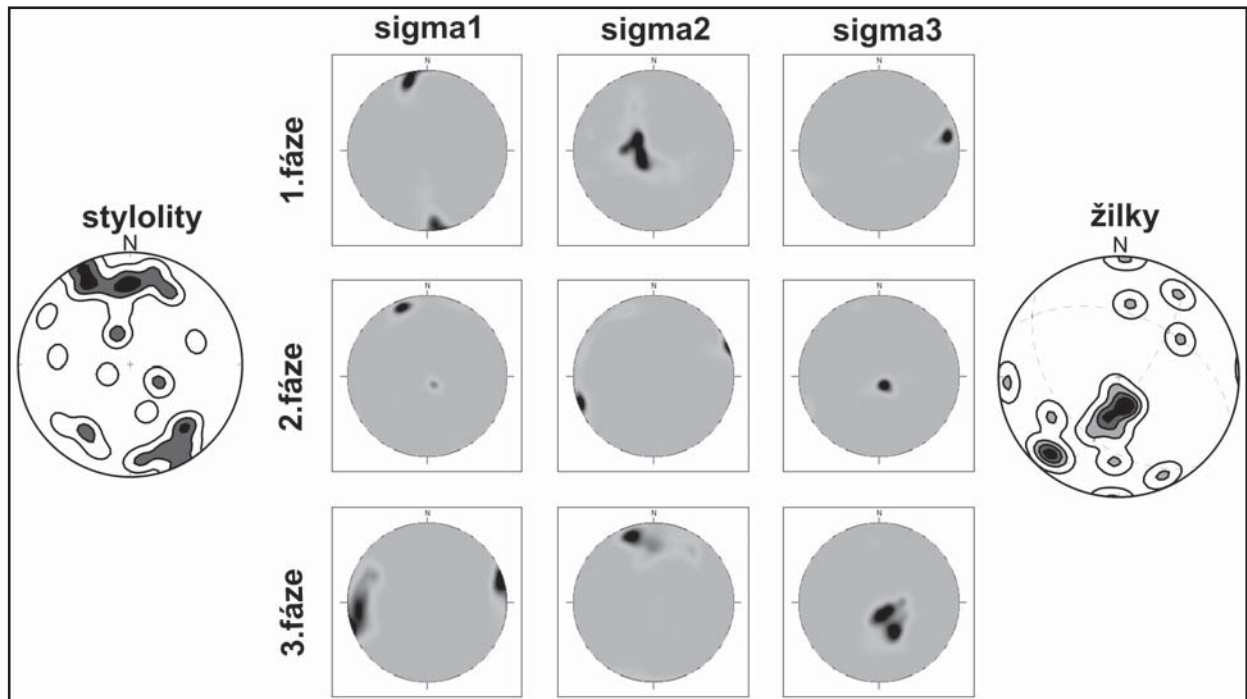
jsou poněkud rozptýlená, ale lze pozorovat dvě výrazná maxima ve směrech 344/20 a 42/85 indikující dva možné směry extenzního napětí σ_3 . Konturový diagram os stylolitových zubů (obr. 9) ukazuje na 3 maxima ve směrech 334/15, 357/28 a 139/27, což lze interpretovat jako tři možné směry kompresního napětí σ_1 .

Zlomky a lineace

Na základě orientace ploch zlomů a určených směrů pohybů pomocí lineací a dalších kinematických indikátorů byla zpracována paleonapjatostní analýza programem MARK2006.

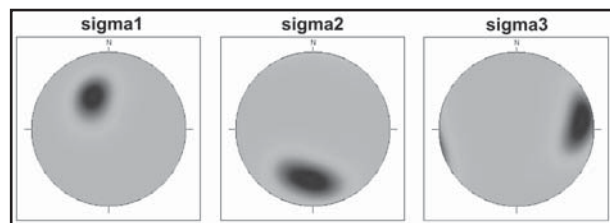
V narancových pískovcích byla rozlišena pouze jedna fáze (obr. 10) deformace, což bylo způsobeno velmi malým počtem vstupních dat, takže výsledky nelze považovat za zcela reprezentativní. Maximální komprese σ_1 v narancových pískovcích měla orientaci 334/51, σ_2 183/33 a směr relativní extenze σ_3 82/16.

V horských vápencích byl získán dostatečný počet údajů, takže výsledky jsou důvěryhodné. Byly zjištěny 3 fáze napjatosti (obr. 9), které byly označeny čísly podle výraznosti. Číslem 1 byla označena nejvýraznější fáze, číslem 3 pak fáze nejméně výrazná. Čísla fází tedy nevyjadřují relativní stáří fází, ale postup numerické separace. První dvě fáze jsou velmi zřetelné a bylo snadné je rozlišit. V první fázi byly zjištěny tyto orientace hlavních normálových napětí: σ_1 168/1, σ_2 264/77 a σ_3 78/13. Dále byla separována napjatostní fáze č. 2 s následujícími směry: σ_1 340/11, σ_2 249/2 a σ_3 150/80. Do poslední, třetí fáze byla shrnuta řešení neodpovídající prvním dvěma fázím. V této skupině zlomů dominují hodnoty orientace hlavních normálových napětí σ_1 252/1, σ_2 341/23 a σ_3 159/67.



Obr. 9: Tři fáze napjatosti zjištěné na základě analýzy dat orientace zlomů v horských vápencích a jejich srovnání s výsledky orientace kalcitových žilek a os stylolitových zubů.

Fig. 9: Three paleostress phases determined from fault-slip data from Mountain Limestone Group and comparison to stylolite axes (left) and veins (right).



Obr. 10: Jedna fáze deformace zjištěná na základě analýzy dat z naranckých pískovců.

Fig. 10: One paleostress phase form fault-slip data from Naranco Sandstone.

Diskuze a závěry

Z dat naměřených v horských vápencích byly separovány tři fáze tektonické deformace, dvě snadno odlišitelné a separovatelné, poslední je pak daná zbývajícím zlomy. Rozdíly ve výsledcích analýzy v naranckých pískovcích a horských vápencích jsou pravděpodobně způsobeny menším počtem měření zlomů v naranckých pískovcích a obtížností určení smyslu pohybu na těchto zlomech. Přes to lze napjatost zjištěnou v naranckých pískovcích přirovnat na základě podobné orientace nejspíše k fázi 1 z vápenců.

Při porovnání konturových diagramů pólů ploch naměřených žilek je pravděpodobné, že žilky a stylolity vznikaly hlavně ve fázi 2. Zpravidla totiž v důsledku tlakového rozpouštění horniny vznikají stylolity a současně v tlakových stínech žilky krystalizací rozpuštěného materiálu. I když podle orientace nelze vyloučit vznik stylolitů i ve fázi 1 a vznik žilek též ve fázi 3, nepřítomnost doplňkové struktury v potřebné orientaci (žilky–stylolity) svědčí spíše proti takové interpretaci.

Konturové diagramy pólů vrstevnatosti ukazují orientaci osy vrás, která je ukloněna k SV. Její zákonitá orientace kolmo ke směru hlavního kompresního napětí σ_1 fáze 1 a 2 umožňuje časově přisoudit hlavní vrásnění jedné z těchto fází. Protože vznik vrás je zpravidla spojován s násunovou tektonikou, lze jejich genezi přirovnat pravděpodobněji fázi 2, jejíž hlavní normálové napětí σ_3 je subvertikální, což odpovídá vzniku přesmyků.

Na základě spojitosti fáze 2 s vrásami lze předpokládat, že fáze 2 je i fází nejstarší, po níž následovala fáze 1, která zachovává stejnou orientaci komprese, avšak došlo ke změně násunové tektoniky v tektoniku horizontálních posunů (σ_2 subvertikální). Zřejmě poslední fází, probíhající již mimo hlavní orogenní procesy, byla fáze 3.

Uvedená analýza tedy umožňuje rozdělit paleonapjatostní vývoj paleozoických hornin z hory Naranco do tří etap:

1. Komprese ve směru SSZ–JJV při extenzi ve vertikálním směru („fáze 2“), při které došlo k nasouvání komplexu, jeho vrásnění a vzniku hlavních systémů stylolitů a žilek.
2. Komprese ve směru SSZ–JJV při extenzi ve směru VSV–ZJZ („fáze 1“), při které vznikaly systémy horizontálních posunů. Vznik stylolitů nelze vyloučit.
3. Mladší tektonické postižení s kompresí ve směru VSV–ZJZ a subvertikální extenzí („fáze 3“). Vznik žilek nelze vyloučit.

Poděkování

Srdečně děkuji J. Hladilovi a prof. dr. Jenaru L. García-Alcaldovi z Univerzity v Oviedu za důkladné pročtení a cenné připomínky při opravě článku.

Literatura

- Bulnes, M. – Marcos, A. (2001): Internal structure and kinematics of Variscan thrust sheets in the Valley of the Trubia River (Cantabrian Zone, NW Spain): regional tectonic implications. – *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)*, 90, 287–303.
- Bulnes, M. – Aller, J. (2002): Three-dimensional geometry of large scale fault-propagation folds in the Cantabrian Zone, NW Iberian Peninsula. – *Journal of Structural Geology*, 24, 827–846.
- Gutierrez Claverol, M. – Torres Alonso, M. (1995): *Geología de Oviedo*. – Paraiso Ediciones.
- Julivert, M. (1971): Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain – *American Journal of Science*, 270, 1–29.
- Kernstocková, M. – Melichar, R. (2005): Analýza paleonapjatosti heterogenního souboru zlomů — In: Breiter, K. (ed.): *Sborník abstrakt a exkurzní průvodce. 2. sjezd České geologické společnosti. Slavonice 19.–22. října 2005*, 58–58, Česká geologická společnost. Praha.
- Martínez Álvarez, J. A. – Gutiérrez Claverol, M. – Torres Alonso, M. (1975): *Mapa Geológico de España (MAGNA), Hoja 28 (12–4) „Grado“ (1:50.000)*. Instituto Geológico y Minero de España, 49. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. D.L.: M-35431-1975, Madrid.
- Stesky, R. M. (1998): *Spheristat 2 for Windows 3.1, Users Manual* – Pangea Scientific. Ontario.

ZLATO Z DOLU MARIE POMOCNÁ III VE ZLATOHORSKÉM RUDNÍM REVÍRU

Gold from the Marie Pomocná Mine No. III in the Zlaté Hory ore district

Jiří Zimák¹, Miroslav Nepejchal²

¹ Katedra geologie PřF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

² Žižkova 8, 787 01 Šumperk

(15-11 Zlaté Hory)

Key words: Zlaté Hory, Vrbno Group, historical mine, gold

Abstract

Besides gold-bearing sulphide ores, quartz veins with gold occur in the Zlaté Hory ore district. The Marie Pomocná Mine No. III is one of couple of locations where quartz veins were mined in the Middle Ages. Gold was found here recently in form of leaves up to 3 mm. Its fineness is 843 to 899.

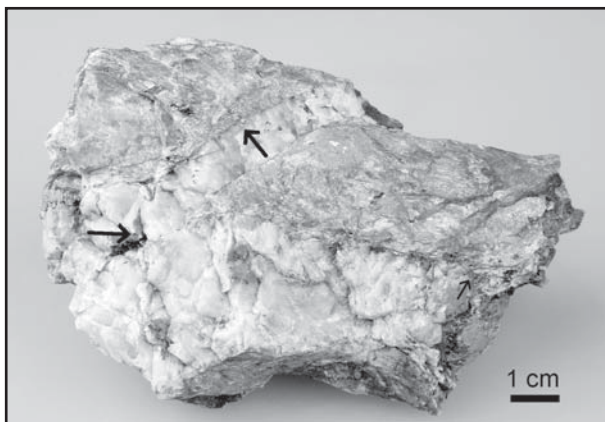
Ve zlatohorském revíru byly v minulosti na několika lokalitách těženy křemenné žíly se zlatem. Jedním z dolů, kde byl tento typ mineralizace dobýván, je důl Marie Pomocná III. Montanistickou charakteristiku tohoto důlního díla uvádí Večeřovi (2010). V této zprávě je uvedeno mineralogické zhodnocení vzorků se zlatem, odebraných v roce 2007 z křemenné žíly v dobývkách dolu Marie Pomocná III.

Křemenná žilovina z dolu Marie Pomocná III je tvořena až přes 1 cm velkými xenomorfními zrny křemene, která vykazují undulózní zhašení a převážně jsou v počátečním stadiu rozpadu na agregátní křemen; v intergranulárách mezi velkými zrny jsou již drobná křemenná zrna, která vznikla jejich granulací (obr. 1). Mezi velkými křemennými zrny se klikatí jemné nepravidelné žilečky o mocnosti do 0,15 mm, tvořené hlavně fylosilikáty, za-

stoupenými převážně muskovitem v podobě šupin o velikosti do 0,2 mm a ojedinělým chloritem, jenž je možná produktem přeměny biotitu. Agregáty fylosilikátů jsou silně prostoupeny oxo-hydroxidy železa. Místy je na těchto žilečkách hojně přítomen pyrit v podobě nepravidelných zrn a jejich agregátů, z nichž do okolí vybíhají jemné žilečky pyritu. Charakter pyritových zrn a jejich agregátů nevylučuje, že popisovaný pyrit může být produktem přeměny pyrhotinu. V pyritových agregátech byly ojediněle zjištěny mírně zprohýbané tabulky muskovitu s dobře vyvinutými bazálními plochami a roztrženými okraji. Zrna pyritu jsou v některých úsecích žileček totálně nahrazena druhotnými oxo-hydroxidy Fe, jinde je však rozsah této přeměny jen minimální. V křemenné žilovině jsou drobné drúzové dutinky, které jsou vyplněny kolomorfními agregáty oxo-hydroxidů Fe.

Zlato je na křemenných žilách přítomno v podobě plíšků o rozměrech zpravidla do 0,2 mm, ojediněle byly zjištěny zlatinky velké až 3 mm. Barva zlata je žlutá, někdy světle žlutá, což ukazuje na přítomnost zlata dvojí ryzosti.

Chemizmus zlata ze tří vzorků byl sledován pomocí elektronového mikroanalyzátoru Cameca SX100 (PEMM, PřF MU Brno, analytik P. Gadas a R. Škoda). Analýzy byly provedeny ve vlnově disperzním módu (WDX) za těchto podmínek: napětí 25 kV, proud 20 nA, průměr svazku pod 1 μ . Výsledky 15 analýz (pět analýz na každém vzorku) ukazují obsahy stříbra ve zlatě v atomárních procentech (po přepočtu na Au + Ag = 100 %) a standardním způsobem je udána jeho ryzost (g/kg) (tab. 1). WDX analýzami byly ve zlatě sledovány i obsahy Ni, Cu, Zn, Hg, Sb a Bi, které však byly ve všech analyzovaných bodech u všech šesti prvků pod detekčními limity (detekční limity: Ni cca 245 ppm, Cu cca 285 ppm, Zn cca 375 ppm, Hg cca 5000 ppm, Sb cca 1550 ppm a Bi cca 3700 ppm). Zlato z dolu Marie Pomocná III vykazuje poměrně vysokou



Obr. 1: Křemenná žilka se zlatinkami (velikosti do 3 mm, označeno šipkami) z ložiska Marie Pomocná III ve zlatohorském revíru (Foto M. Nepejchal, 2007).

Fig. 1: Quartz vein with flakes of gold (with size up to 3 mm, indicated by arrows) from the Marie Pomocná Mine No. III in the Zlaté Hory ore district (Photo by M. Nepejchal, 2007).

	asociace	morfologie zlata	atom. % Ag	ryzost zlata
Marie Pomocná III	křemen, fylosilikáty	plíšky	16,95–17,13	898–899
Marie Pomocná III	křemen, fylosilikáty	plíšky	24,36–25,32	843–850
Marie Pomocná III	křemen, fylosilikáty, sulfidy	plíšky	21,36–24,49	849–870
Marie Pomocná I	křemen, fylosilikáty	oktaedry	5,64–8,71	950–968
Marie Pomocná I	křemen, fylosilikáty, sulfidy	plíšky	17,65–22,17	865–895
Schäffer Pinge	křemen, fylosilikáty	keříčky, plíšky	18,98	886

Tab. 1: Ryzost zlata na křemenných žilách ve zlatohorském rudním revíru.

Tab. 1: Fineness of gold from quartz veins in the Zlaté Hory ore district.

ryzost. Ve dvou vzorcích z křemenných žil s fylosilikáty (a bez sulfidů) je ryzost zlata 898–899 a 843–850 (zlato s nižší ryzostí je bledší); ve vzorku, v němž je zlato provázeno pyritem, má ryzost 849–870.

Fojt et al. (2001) shrnuje poznatky o chemizmu zlata ze zlatohorských sulfidických ložisek a upozorňuje na vztah mezi ryzostí zlata a charakterem hostitelského prostředí. Zatímco zlato uzavřené v křemenu nebo pyritu má vysokou ryzost (cca 970), byla ryzost zlata v prostředí sulfidů, které jsou nositeli stříbra (např. chalkopyrit, galenit a tennantit), výrazně snížena během metamorfního přepracování rud.

Údajů o chemizmu (ryzosti) zlata na křemenných žilách ve zlatohorském revíru je překvapivě málo, což je dáno obtížemi se získáním materiálu k výzkumu. V tabulce 1 jsou pro srovnání uvedeny dostupné údaje o ryzosti zlata z křemenných žil z dolu Marie Pomocná I (Novotný – Zimák 2002) a z dobývek v prostoru Schäffer Pinge (Novotný – Král 2007). Výsledky studia chemizmu zlata z dolu Marie Pomocná III dokládají, že zlato přítomné na křemenných žilách ve zlatohorském revíru vykazuje relativně vysokou ryzost (nad zhruba 850).

Literatura

- 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 Mus. Moraviae, Sci. geol., 86, 3–58. Brno.
- Novotný, P. – Král, J. (2007): Zlato v Schäffer Pinge, Zlaté Hory v Jeseníkách. – Zprávy Vlast. muz. v Olomouci, 289–291, 51–53. Olomouc.
- Novotný, P. – Zimák, J. (2002): Chemizmus zlata v křemenné žile štoly Maria Hilfe I ve Zlatých Horách. – Sborník „Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat 2002“, 67–69. Vydavatelství UP Olomouc.
- Večeřová, V. – Večeřa, J. (2002): Jesenické zlaté stezky. 2. doplněné vydání. Cestovní agentura a vydavatelství PINKA Jeseník.
- Večeřovi, J. a V. (2010): Historie zlatohorských dolů. PINKA Jeseník.

KRYSTALINIKUM

CRYSTALLINE COMPLEX

RYOLITY V METADIORITOVÉ ZÓNĚ BRNĚNSKÉHO MASIVU

Rhyolites from Metadiorite Zone of the Brno Massif

David Buriánek, Helena Gilíková

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 602 00 Brno; e-mail: david.burianek@geology.cz

(24-32 Brno, 24-41 Vyškov)

Key words: rhyolite, alteration, Metadiorite Zone, Brno Massif

Abstract

The rhyolite dykes up to 4 m thick crosscuts basic and ultrabasic plutonic rocks in the Metadiorite Zone of the Brno Massif. Two distinct rhyolite types have been recognized. The first unaltered type occurs mainly in the southern part of the Metadiorite Zone. They are fine-grained porphyritic rhyolites, locally with spherules and skeletal crystals of K-feldspar. However majority of dykes are porphyritic to aphanitic fine-grained rocks, which are strongly affected by hydrothermal alteration (albitization, sericitization, turmalinization, chloritization). Unaltered rhyolites in the Metadiorite Zone have very similar geochemical signatures (e. g. content REE or HFSE) as volcanoclastic stratas in the Devonian sedimentary cover of the Brno Massif.

Úvod

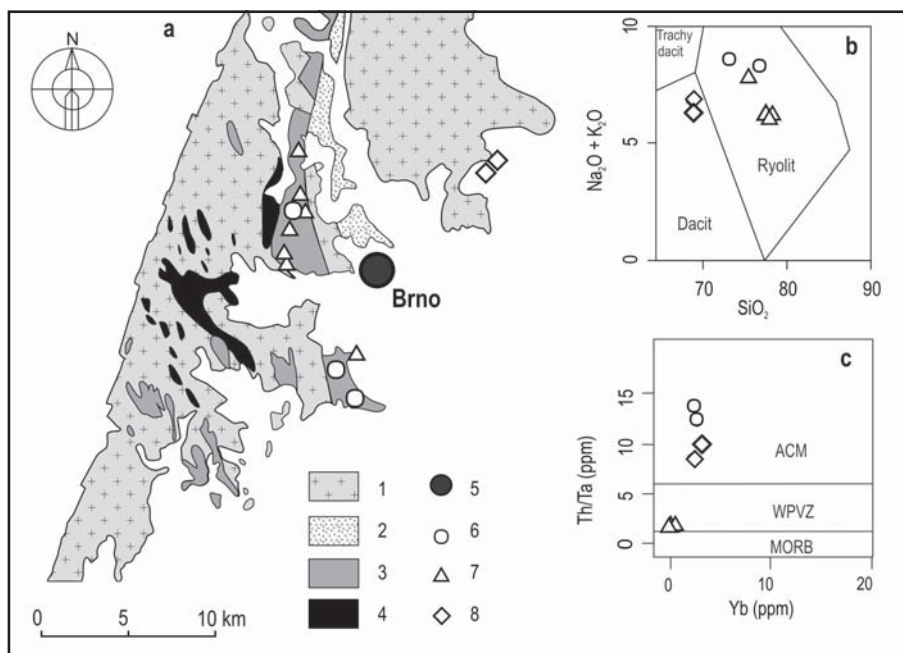
V metadioritové zóně brněnského masivu nacházíme řadu žil a drobných těles ryolitů (např. Buriánek 2010).

Tyto horniny nebyly prozatím podrobněji studovány ani datovány. Určit jejich stáří je problematické, protože neobsahují dostatek vhodných minerálů pro datování. Vulkanické a vulkanoklastické horniny se vyskytují také v jiných částech brněnského masivu a paleozoických sedimentech v jeho nadloží. Poměrně výrazně jsou mezi nimi zastoupeny ryolity až dacity, případně kyselé vulkanoklastické horniny. Některé z těchto vulkanitů jsou prokazatelně proterozoické (Finger et al. 2000) jiné naopak devonské (Gilíková et al. 2006). Můžeme se tedy pokusit jednotlivé skupiny ryolitů navzájem porovnat a na základě těchto údajů interpretovat pozici ryolitových žil z metadioritové zóny brněnského masivu.

Geologická pozice Brněnský masiv

Brněnský masiv je rozčleněn centrálním bazickým pruhem na dvě části tvořené hlavně granitoidy (Lei-

chmann – Höck 2008). Každá z těchto dvou částí náleží k jinému teránu. Dyjský terán je situován na západě a slavkovský terán na východě (Finger et al. 1995).



Obr. 1: Zjednodušená geologická mapa střední části brněnského masivu (upraveno podle Mitrengi – Rejla 1993) s vyznačením pozice studovaných horninových vzorků: a 1 – granitoidy, 2 – metabazitová zóna, 3 – metadioritová zóna a bazické enklávy, 4 – metasedimenty, 5 – město, 6 – ryolity z metadioritové zóny, 7 – hydrotermálně alterované ryolity z metadioritové zóny, 8 – devonská vulkanoklastika. Diskriminační diagramy pro felsické vulkanické horniny: b – TAS diagram (Middlemost 1994); c – Y vs. Th/Ta diagram (Gorton – Schandl 2000).

Fig. 1: Simplified geological map of studied area (modified after Mitrenga – Rejl 1993) with localization of studied rock samples: a 1 – granitoids, 2 – Metabasite Zone, 3 – Metadiorite Zone and basic enclaves, 4 – metasediments, 5 – town, 6 – rhyolite from Metadiorite Zone, 7 – hydrothermal altered rhyolite from Metadiorite Zone, 8 – Devonian volcanoclastic rocks. Discrimination diagrams for felsic volcanic rocks: b – TAS diagram (Middlemost 1994), c – Y vs. Th/Ta diagram (Gorton – Schandl 2000).

Dyjský terán je převážně tvořen granodiority a grani- ty (Finger – Pin 1997). Tyto horniny intrudovaly v období kolem 600 Ma (Dallmeyer et al. 1995, van Breemen et al. 1982) a místy obsahují poměrně hojné zbytky metamorf- ního pláště, případně enklávy gaber a dioritů. Jejich vznik je vázán na aktivní kontinentální okraj Gondwany (Finger et al. 2000). Některé horniny v plášti brněnského masivu jsou slabě metamorfované kyselé vulkanity (metaryolity).

Slavkovský terán je tvořen geochemicky primitiv- nějšími alkalicko-vápenatými, amfibolicko-biotitickými granodiority a tonality. Tyto plutonity odpovídají svým chemickým a izotopickým složením ostrovnímu oblouku (Finger et al. 1995, Finger – Pin 1997).

Centrální bazický pruh je široký jen několik km, avšak dosahuje délky přibližně 70 km a táhne se v s.-j. smě- ru od Blanska až k Břeclavi (odkrytá část je dlouhá zhruba 27 km). Dělí se na dvě části s odlišnou horninovou náplní (Dudek – Weiss 1963, Hanžl – Melichar 1997):

(i) Západní část (metadioritová zóna) je tvořena slabě metamorfovanými alkalicko-vápenatými intruzivními horninami, mezi nimiž převažují diority až gabra a méně

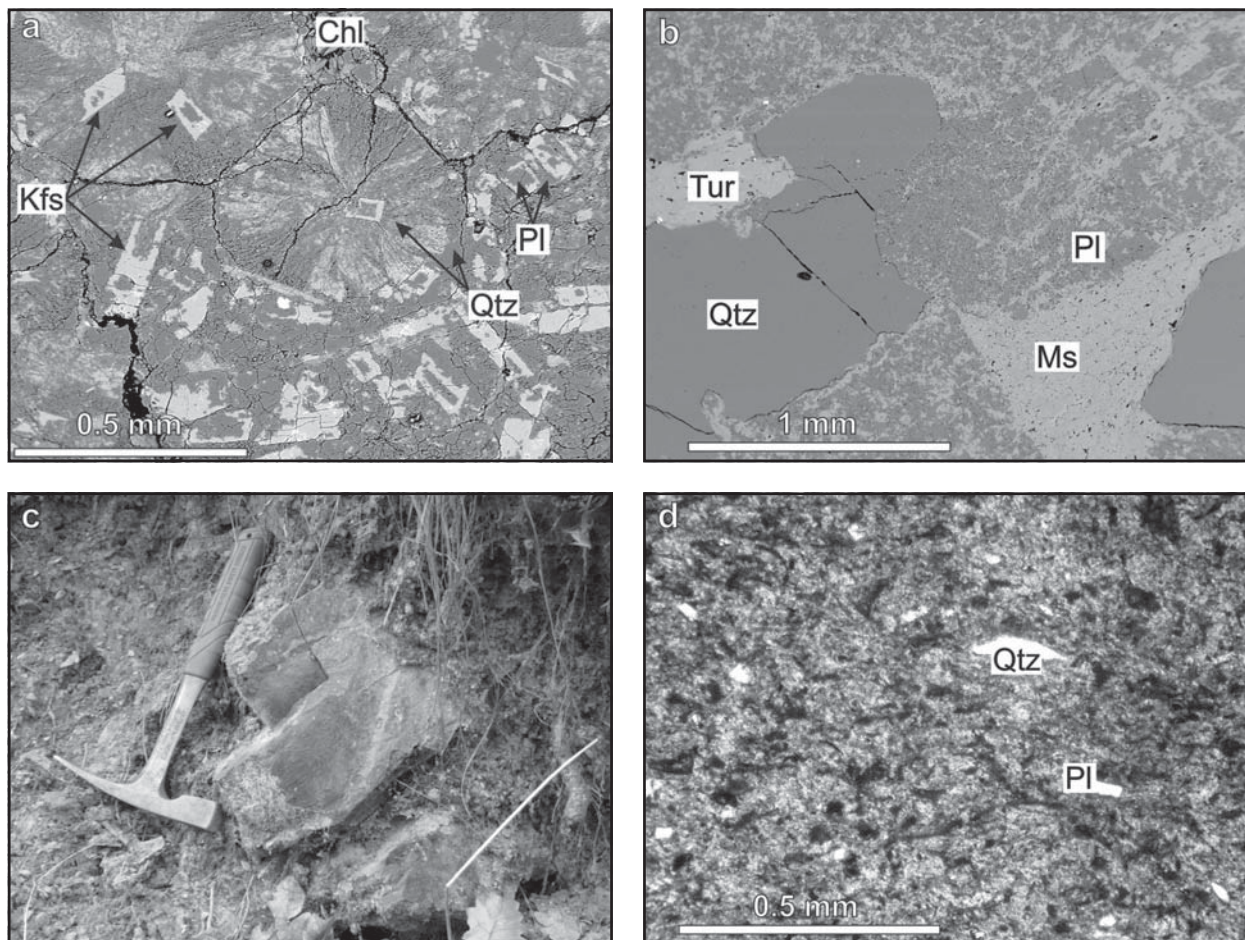
jsou pak zastoupeny ultrabazické horniny. Místy se zde objevují mladší ryolitové žíly, které jsou předmětem studia v tomto příspěvku (obr. 1a).

(ii) Východní část (metabazitová zóna) zahrnuje efuzivní horniny zaobloukové pánve (Finger et al. 2000). Metabazitová zóna je slabě metamorfovaná a tvořená hlavně bazalty, které jsou proráženy žilami ryolitů a dole- ritů. Tyto tholeitické ryolity vznikaly společně s okolními vulkanity a byly datovány metodou U-Pb na zirkonech na 725 ± 15 Ma (Finger et al. 2000).

Kontakt metadioritové zóny s metabazaltovou je tek- tonický (Hanžl – Melichar 1997). Tektonicky modifikovaný je většinou také kontakt metadioritové zóny s granodiority dyjského teránu.

Spodnopaleozoické sedimenty

V přímém nadloží hornin brněnského masivu se nacházejí červenohnědé, ojediněle šedé až zelené, převážně křemenné siliciklastické sedimenty. Na základě studia macerátů ze šedo-zelených laminovaných a masivních jí- lovitých prachovců se podařilo doložit spodnokambrické



Obr. 2: Ryolity z metadioritové zóny na BSE snímcích (a–b), makro- a mikrosnímek devonských vulkanoklastických hornin (c–d): a – sférolity a kostrovité krystalky draselného živce v ryolitu, kopec Holedná – Bystrc, BY10; b – hydrotermálně alterovaný ryolit vyrostlicemi křemene, Bosonohy, BB104; c – výchoz vulkanoklastické horniny u Šumberovy skály; d – výbrus z vulkanoklastické horniny (Konšelův památník), obrázek v jednom nikolu (PPL).

Fig. 2: Rhyolites from Metadiorite Zone in BSE images (a–b), makro- and microimage Devonian volcanoclastic rock (c–d): a – spherulites and skeletal crystals K-feldspars in rhyolite, hill Holedná – Bystrc, BY10; b – hydrothermally altered rhyolite with quartz phenocrysts, Bosonohy, BB104; c – outcrop of the volcanoclastic rock nearby Šumbera skála; d – thin section of volcano- clastic rock (Konšel monument), picture in plane polarized light (PPL).

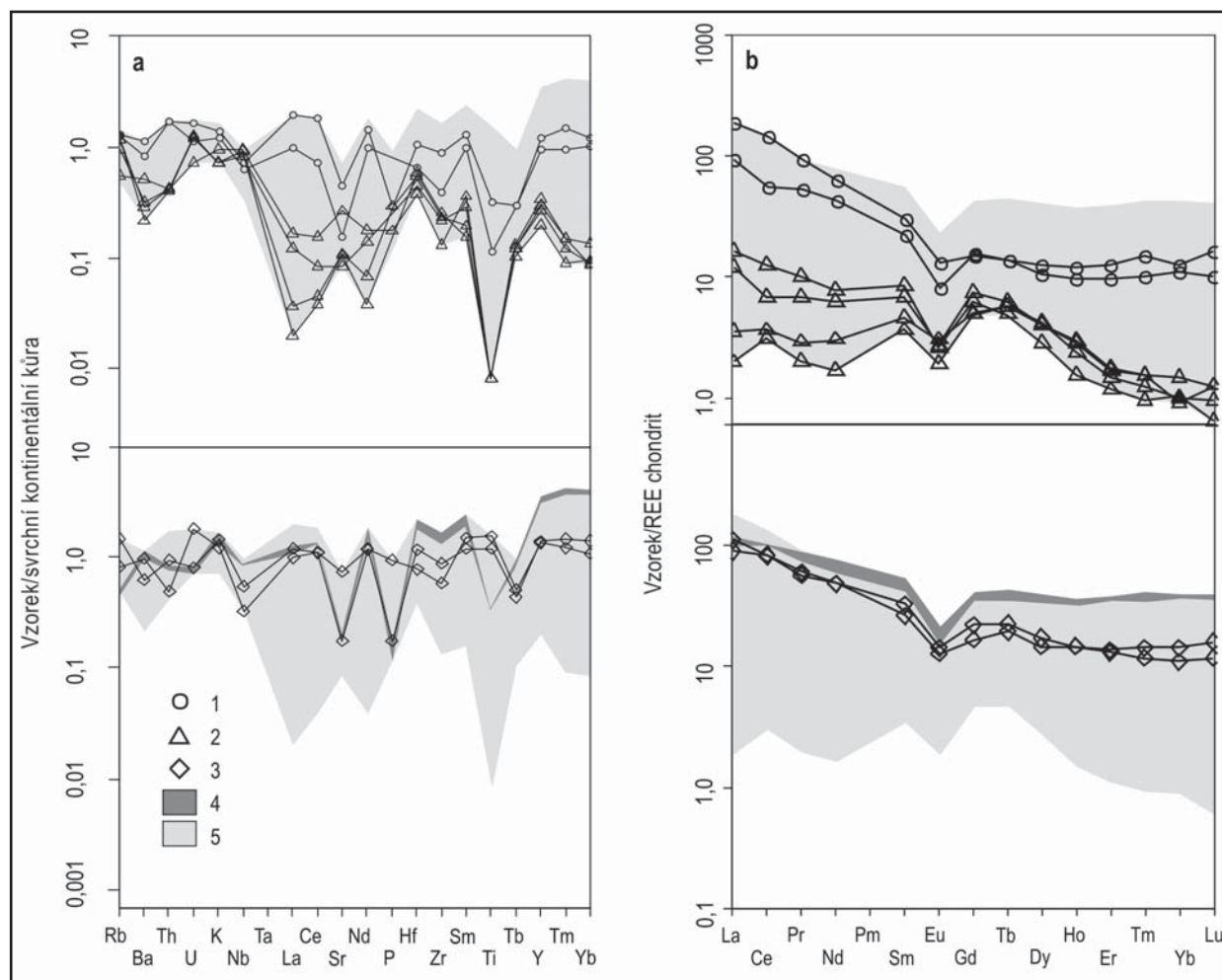
stáří značné části klastických sedimentů (Jachowicz – Přichystal 1997, Fatka – Vavrdová 1998, Vavrdová – Bek 2001, Vavrdová et al. 2003). Sedimenty spodního až středního devonu tvoří většinou pokryv o mocnosti jen několika desítek metrů. V některých vzorcích z klastických sedimentů spodního devonu z jižní části Moravského krasu (v okolí Šumberovy skály) byly nalezeny úlomky vulkanických hornin a vzácně také polohy vulkanických až vulkanoklastických hornin (Pokorný 1948, Gilíková et al. 2006). Nálezy vulkanoklastických hornin v siliciklastických sedimentech spodního–středního devonu jsou známy také z jiných lokalit (například ve vrtech Jablunkov-1, Rusava-1 a Uhřice-6).

Metodika

Pro klasifikaci hornin bylo použito 10 výbrusů z metadioritové zóny v oblasti mezi obcemi Želešice a Jinačovice (obr. 1a), 3 výbrusy z metabazitové zóny a 2 z devonských vulkanoklastik.

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Laborař elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PŘF MU a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku < 1 μm pro spinelidy, 5 μm pro silikáty; proud svazku 10 nA; načítací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátorka Š. Benedová. Byly použity tyto standardy: Si, Al – sanidin, Mg – olivín, Fe – almandin, Ca – andradit, Mn – rhodonit, Ti – Ti-hornblend, Cr – chromit, Na – albit, K – ortoklas, P – apatit, F – topaz, Cl – vanadinit, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Empirické vzorce granátu jsou přepočteny na 12 kyslíků (Fe³⁺ bylo dopočteno podle stechiometrie). Chlority byly přepočteny na 28 kyslíků a živce na 8 kyslíků. Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983).

Horninové analýzy z 8 vzorků kyselých vulkanitů byly provedeny metodou ICP-MS v laboratořích Acme



Obr. 3: Chemické složení felzických vulkanických hornin z brněnského masivu: a – svrchní kontinentální kůrou normalizované stopové prvky (Taylor – McLannan 1985); b – chondritem normalizovaný REE diagram (Boynton 1984); 1 – rhyolity z metadioritové zóny, 2 – hydrotermálně alterované rhyolity z metadioritové zóny, 3 – devonská vulkanoklastika, 4 – rhyolity z metabazitové zóny (Hanžl – Hrdličková 2011), 5 – všechny studované vzorky.

Fig. 3: Chemical composition of the felsic volcanic rocks from the Brno massif: a – upper continental crust normalized trace elements (Taylor – McLannan 1985); b – chondrite-normalized REE plot (Boynton 1984); 1 – rhyolite from Metadiorite Zone, 2 – hydrothermal altered rhyolite from Metadiorite Zone, 3 – Devonian vulcanoclastic rocks, 4 – rhyolite from Metabazite Zone (Hanžl – Hrdličková 2011), 5 – all studied samples.

Analytic Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada. Chemické analýzy ryolitů z metabazitové zóny byly převzaty z práce Hanzla – Hrdličkové (2011).

Petrografická charakteristika

V rámci brněnského masivu můžeme vyčlenit nejméně dvě skupiny kyselých vulkanitů. V sedimentech devonského stáří nacházíme kyselé vulkanoklastické horniny.

(i) Metaryolity metabazitové zóny

Metaryolity vytváří až několik metrů mocné polohy nebo čočkovitá tělesa v metabazaltech (Finger et al. 2000). Většinou se jedná o světle šedé až růžovošedé, jemnozrné až afanitické horniny s porfyroklasty živců a křemene. Základní hmota je tvořena xenomorfně až hypautomorfně omezenými zrny křemene, kyselého plagioklasu a K-živce. Živce bývají zakalené jílovými minerály a často také sericitizované. Běžně se v základní hmotě objevují drobná zrnka minerálů epidotové skupiny, karbonátů a lupínky chloritu. Horniny velmi často nesou známky deformace.

(ii) Ryolity metadioritové zóny

V metadioritové zóně tvoří ryolity žíly o mocnosti 1–4 m a délce 4–15 m, které proráží amfibolity, slabě metamorfované bazické a ultrabazické horniny. Nachází se hlavně v okolí Želešic (obr. 1a), ale někdy se s těmito žilami setkáváme také v oblasti Bystrce (kopec Hobrtenky). Většinou jsou orientovány ve směru SSZ–JJV a nejsou postiženy žádnou penetrativní duktilní deformací. Na základě petrografie a geochemie můžeme vyčlenit dvě skupiny těchto vulkanitů: ryolity a hydrotermálně alterované ryolity.

Ryolity jsou jemnozrné, šedé, nažloutlé až načervenalé a často obsahují až 1 cm velké vyrostlice křemene, někdy také biotitu nebo plagioklasu. Prostor mezi vyrostlicemi vyplňuje jemnozrná hmota, která někdy má fluidální stavbu. Základní hmota vzácně obsahovala vulkanické sklo, které je dnes přeměněno na směs jílových minerálů a křemene. Běžné jsou kostrové krystalky draselného živce. Často jsou v jemnozrné základní hmotě přítomny sférolity tvořené křemenem a K-živcem (obr. 2a), které někdy mohou dosahovat průměru až kolem 1 cm. V takovém případě mají ve střední části granofyrickou strukturu. Plagioklas v základní hmotě kolem sférolitů odpovídá albitu ($An_{0,1}$). Biotit je vzácný a tvoří až 2 mm dlouhé lupínky, které jsou zcela chloritizovány.

Hydrotermálně alterované ryolity jsou křídově bílé nebo nažloutlé, jemnozrné až afanitické, většinou s vyrostlicemi světlých minerálů (křemen, K-živec, plagioklas). Alterace se projevuje sericitizací, albitizací, chloritizací a turmalinizací. Ryolity tvoří až několik metrů mocné žíly, koncentrované v pásu táhnoucím se od Želešic přes Bystrc až k obci Jinačovice (obr. 1a).

Ryolity jsou tvořeny jemnozrnou až afanitickou základní hmotou v níž vystupují až 8 mm velké vyrostlice křemene, K-živce a plagioklasu. Někdy jsou přítomny pseudomorfozy tvarově připomínající amfiboly, které jsou vyplněny chlority a/nebo muskovitem. Prostor mezi vyrostlicemi vyplňuje jemnozrná hmota, která někdy má fluidální stavbu. Plagioklas v základní hmotě

odpovídá téměř čistému albitu ($An_{0,3}$). Vyrostlice mají složení An_{1-23} a vykazují normální zonalnost. Vyrostlice K-živce často obsahují perthity. Vzácně se objevují drobná hypautomorfní zrna granátu ($Alm_{38-47} Grs_{10-40} Sps_{20-40} Prp_{1-5} Adr_{0-1}$). Živce jsou často zakaleny jílovými minerály a sericitizovány (obr. 2b). Někdy jsou také přítomny až 0,1 mm velká zrna automorfního magnetitu, která často lemují vyrostlice křemene. Chemické složení světlých slíd v živcích z různých vzorků je poměrně homogenní ($Si = 6,3-6,5$ apfu; $Al = 4,9-5,9$ apfu). Občas se v hornině objevuje turmalín, který tvoří žilky, zatlačuje živce nebo je součástí pseudomorfoz (patrně po amfibolu) společně s chloritem a sericitem. Drobná automorfní až hypautomorfní zrna turmalínu jsou roztroušena v hornině a často se koncentrují do drobných akumulací. Turmalín také tvoří společně s křemenem žilky o mocnosti maximálně několika cm, které proráží ryolity a horniny v jejich okolí. Chemické složení turmalínu v ryolitech je poměrně pestré a odpovídá skoryl-dravit-uvitové řadě (Buriánek 2010). Někdy se v ryolitech společně s turmalínem objevují žilky nebo izolovaná zrna epidotu. Drobné lupínky chloritu v pseudomorfozách jsou chemicky poměrně homogenní a svým chemickým složením odpovídají chamozitu ($Al/(Fe_t + Al + Mg) = 0,41-0,42$; $Si = 5,0-5,2$ apfu). Chlorit podobného složení také tvoří drobné vějířovité agregáty přímo v hornině. V některých ryolitech se objevuje zcela chloritizovaný biotit ($Al/(Fe_t + Al + Mg) = 0,33-0,39$; $Si = 5,8-6,3$ apfu). Akcesoricky mohou být přítomny apatit, hydrozirkon a monazit-(Ce), přičemž monazit-(Ce) se většinou vyskytuje v drobných křemenných žilkách.

(iii) Vulkanoklastické horniny ve spodnopaleozoických sedimentech

Pro studium byly odebrány vulkanoklastické horniny, které téměř vždy obsahují určitou příměs klastického materiálu (hlavně klastický křemen a živce). Jde o polohy o mocnosti do 45 cm obklopené středně zrnitými arkóзовými pískovci (obr. 2c). Dva vzorky zvolené pro podrobnější studium mají relativně nízké procento sedimentárního materiálu (do 10 obj. %). Studovaná vulkanoklastika tedy obsahují hlavně drobná automorfně omezená zrna vulkanického křemene, dále jsou přítomny automorfně až hypautomorfně omezené lišty draselného živce a plagioklasu (okolo 0,2 mm) a chloritizovaný biotit. Běžně jsou tyto fenokrysty rozlámány na drobnější fragmenty (obr. 2d). Původní vitroklastická jemnozrná základní hmota je výrazně postižena rekrystalizací. Dnes ji tvoří hlavně drobná zrna křemene, živců, sericitu, jílových minerálů a minerálů epidotové skupiny. Jako akcesorické minerály se vyskytují automorfní zirkony a apatit.

Geochemie

Kromě jednoho metaryolitu z metabazitové zóny leží všechny studované vzorky v poli peraluminických hornin (Shand 1943, $A/CNK = 0,9-1,8$). Podle TAS diagramu (Middlemost 1994) můžeme vulkanity klasifikovat jako ryolity a vzorky devonských vulkanoklastik jako dacity (obr. 1b).

Hydrotermální alterace změnila obsahy některých prvků v hornině. Dobře je to patrné například na poměrech K_2O/Na_2O , které jsou u alterovaných ryolitů z metadioritové zóny (0,6–0,7) podstatně nižší než u ostatních studovaných hornin (1,0–3,7). Proto byly srovnávány hlavně horniny s nejnižším stupněm hydrotermální alterace. Alterované ryolity ale tvoří větší část žil v metadioritové zóně a proto budou v dalším textu komentovány také jejich vlastnosti.

Ve srovnání se svrchní kontinentální kůrou (Taylor – McLannan 1985) jsou ryolity z metadioritové zóny ochuzeny o podobné prvky jako vulkanoklastika devonského stáří a ryolity z metabazitové zóny (především Nb, Sr, P). Hydrotermálně alterované ryolity z metadioritové zóny se liší od všech předchozích skupin, protože vykazují nižší obsahy REE, většiny HFS a LIL prvků s výjimkou Nb, U, K, Rb (obr. 3a). Ryolity z metabazitové zóny mají vyšší poměry K/Rb (636 a 853) oproti ostatním studovaným skupinám (155–425). Navíc vykazují ve srovnání s ryolity z metadioritové zóny slabé ochuzení o Rb a obohacení na HREE a některé prvky HFS (Zr, Hf). Vulkanoklastika jsou ve srovnání s ostatními studovanými ryolity bohatší na Ti (obr. 3a), avšak v řadě dalších geochemických charakteristik se podobají ryolitům z metadioritové zóny (např. U, K, Ba, Zr, Hf).

Křivky REE (obr. 3b) pro ryolity z metadioritové zóny a vulkanoklastika devonského stáří mají velmi podobný tvar. Obě skupiny vykazují nevýraznou Eu anomálii ($Eu/Eu^* = 0,42-0,61$), klesající trend LREE a relativně plochou část křivky tvoří HREE ($La_N/Yb_N = 7,4-17,6$). Podobné jsou také celkové obsahy REE (129–245 ppm). Ryolity z metabazitové zóny vykazují naproti tomu poněkud méně výraznou Eu anomálii ($Eu/Eu^* = 0,39$ a $0,47$) a celkově je křivka REE poměrně plochá s malou frakcionací v oblasti LREE. Tyto ryolity navíc mají ze všech studovaných skupin nejvyšší obsahy REE (215 a 246 ppm). Velmi specifický typ křivky REE mají hydrotermálně alterované ryolity z metadioritové zóny ($La_N/Yb_N = 2,7-2,9$). Především vykazují relativně nízké obsahy REE ve srovnání s ostatními studovanými horninami (9–26 ppm). Typický je klesající trend u křivky HREE a proměnlivý tvar křivky LREE (obr. 3b). Některé vzorky vykazují vliv tetradového efektu ($Te_{1-3} = 0,9-1,3$). Všechny vzorky mají zápornou europiovou anomálii ($Eu/Eu^* = 0,42-0,61$).

Nealterované ryolity metadioritové zóny stejně jako devonské vulkanoklastické horniny můžeme na základě klasifikace Gortona a Schandla (2000) označit jako ryolity aktivního kontinentálního okraje (obr. 1c). V klasifikaci Pearce (1984) leží v poli hornin z vulkanických oblouků.

Diskuze

Nealterované ryolity z metadioritové zóny brněnského masivu nejsou postiženy výraznou deformací ani rekrystalizací. Díky tomu si zachovaly řadu stavebních znaků původních vulkanitů (kostrovité krystaly, sférolity). Tyto stavební znaky naznačují rychlou krystalizaci z podchlazené taveniny s vysokým obsahem fluidní fáze (Lofgren 1971, 1980). Tím se odlišují od ryolitů v metabazitové zóně, které jsou výrazně postiženy rekrystalizací a často také

jednotka	metadioritová zóna				devonské sedimenty	
	ryolit		hydroterm. alt. ryolit		vulkanoklastika	
vzorek	B06	BB28	max.*	min.*	HG624	AP20
lokalita	Želešice	Želešice	-	-	Resslův p.	Konšelův p.
SiO ₂	75,43	72,63	76,43	74,85	65,80	65,93
TiO ₂	0,07	0,19	0,01	0,01	0,72	0,92
Al ₂ O ₃	12,49	14,80	15,24	14,23	15,80	15,66
Fe ₂ O ₃	1,84	2,36	0,89	0,81	5,57	3,27
MnO	0,01	0,05	0,02	0,01	0,06	0,06
MgO	0,12	0,15	0,12	0,04	1,49	2,06
CaO	0,34	0,71	0,16	0,05	0,22	1,61
Na ₂ O	4,14	3,87	4,61	3,42	1,30	2,49
K ₂ O	4,01	4,65	3,12	2,37	4,75	4,01
P ₂ O ₅	0,00	0,05	0,05	0,00	0,03	0,16
Σ	99,62	99,79	100,02	99,86	99,95	99,88
LOI	1,1	0,3	2,1	1,0	4,2	3,7
Ba	580,0	804,0	360,0	151,8	436,0	681,7
Co	0,8	1,3	0,9	0,7	10,4	12,8
Cu	7,1	2,7	14,2	3,9	13,7	167,7
Ni	7,9	10,6	5,6	1,2	9,7	29,5
Rb	140,3	141,8	129,3	61,0	160,8	90,6
Sr	54,2	158,1	93,3	29,4	61,8	259,0
V	8	9	0	0	48	130
Sn	1	2	6	3	3	2
Zn	8	10	9	3	41	83
As	0,6	0,9	1,6	0,5	8,8	35,2
U	2,8	4,1	3,2	1,8	2,0	4,5
Nb	15,7	18,0	24,1	20,6	13,6	8,2
Mo	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1
Y	26,6	21,2	7,5	4,4	30,5	29,5
Zr	95,0	213,5	61,6	31,4	211,1	140,4
Pb	4,9	8,1	12,4	3,0	32,3	7,2
Cs	1,8	1,1	4,1	0,5	8,7	7,7
Th	18,1	17,9	4,5	4,3	9,9	5,2
Ta	1,5	1,3	3,0	2,6	1,0	0,6
Hf	3,8	6,2	3,4	2,2	6,8	4,5
W	1,2	1,1	0,7	0,3	1,1	0,9
Ga	17,5	15,4	23,4	20,2	23,2	26,4
La	29,3	59,0	5,1	0,6	36,1	29,6
Ce	46,0	116,6	10,1	2,5	71,1	69,6
Pr	6,50	11,73	1,22	0,24	7,73	7,29
Nd	25,90	37,60	4,70	1,00	30,90	30,40
Sm	4,40	5,78	1,63	0,70	5,40	6,70
Eu	0,58	0,96	0,22	0,14	0,98	1,10
Gd	4,02	3,95	1,93	1,26	4,52	5,98
Tb	0,66	0,65	0,29	0,23	0,96	1,11
Dy	3,99	3,39	1,34	0,90	4,94	5,78
Ho	0,86	0,68	0,21	0,11	1,09	1,09
Er	2,64	2,01	0,36	0,24	3,01	2,85
Tm	0,49	0,32	0,05	0,03	0,48	0,40
Yb	2,67	2,26	0,30	0,19	3,09	2,38
Lu	0,53	0,33	0,04	0,02	0,54	0,39

Tab. 1: Reprezentativní chemické analýzy hornin (* maximální a minimální hodnoty všech oxidů a prvků ze 4 vzorků).

Tab. 1: Representative chemical composition of rocks (* maximum and minimum values all oxides and elements from 4 samples).

deformací. Obě skupiny ryolitů se mezi sebou také liší svým chemickým složením. Metaryolity v metabazitové zóně mají především vyšší obsahy HREE, HFS a poměry K/Rb. Ryolity z metadioritové zóny naopak vykazují řadu podobností s vulkanoklastikami z devonských sedimentů. Jedná se především o podobný tvar křivek REE a podobné obsahy některých HFS a LIL prvků. Jsou zde však i důležité rozdíly například v obsazích hlavních oxidů jako je TiO_2 nebo SiO_2 (obr. 1b), avšak v těchto případech se může jednat o vliv sedimentární příměsi (klastický živec a rutil nebo titanit; Buriánek et al. 2008). Toto srovnání je pouze orientační vzhledem k tomu, že v případě hornin devonského stáří se jedná o vulkanoklastika.

Velká část ryolitů v metadioritové zóně nese známky intenzivní hydrotermální alterace (albitizace, sericitizace, turmalinizace, chloritizace). Existence křemenných žilek s monazitem – (Ce) indikuje, že během těchto procesů docházelo k redistribuci většiny prvků včetně REE. Výrazné ovlivnění hydrotermálními fluidy také dokazuje tvar křivek REE modifikovaný tetradovým efektem (význam tetradového efektu podrobně diskutovali například Hannah – Stein 1990 nebo Irber 1999). Využití chemického složení těchto hornin při interpretaci jejich geneze je tedy značně omezeno. Hydrotermálně alterované žíly nacházíme v metadioritové zóně společně s žilami bez hydrotermální alterace. Obě skupiny žil se vyskytují ve stejné oblasti a jsou stejně orientovány (jsou protaženy ve směru SSZ–JJV). Pravděpodobně tedy obě skupiny ryolitů vznikaly současně.

Největší ztrátu žíháním (LOI) vykazují vzorky devonských vulkanoklastik (3,7–4,2 hmot. %), protože původně obsahovaly největší množství vulkanického skla. Nejnižší LOI (0,3–1,1 hmot. %) naopak mají nealterované ryolity z metadioritové zóny, které měly vulkanického skla méně a někdy dokonce neobsahovaly žádné. Vulkanické

sklo se totiž snadno mění na jílové minerály. Hodnoty LOI v alterovaných ryolitech dosahují 1,0–2,1 hmot. % (tab. 1) a jsou ovlivněny hlavně množstvím sericitu.

Geochemická charakteristika ryolitů z metadioritové zóny a devonských vulkanoklastik naznačuje jejich vazbu na aktivní kontinentální okraj, což je poněkud v rozporu s předpokládanou geotektonickou pozicí této části brunovistulika během devonu. Přichystal (1999) totiž předpokládá, že tento kyselý vulkanismus je charakteristický pro začátek vulkanické činnosti v moravskoslezské oblasti a srovnává ho s vulkanismem ze spodního devonu jz. Anglie a z Rýnského břidličného pohoří, který je považován za doklad začínajícího riftingu. Díky malému množství dat však prozatím není možné tyto informace jednoznačně interpretovat.

Závěry

Ryolity v metadioritové zóně představují specifický typ vulkanických hornin, které krystalovaly z taveniny bohaté na fluidní fázi. Většina těchto žil je postižena výraznou hydrotermální alterací, která změnila jejich minerální (albitizace, sericitizace, turmalinizace, chloritizace) a chemické složení. Ryolity v metadioritové zóně nepostižené hydrotermální alterací mají chemické složení podobné vulkanoklastickým horninám devonského stáří a naopak se liší od metaryolitů v metabazitové zóně. Prozatím je k dispozici příliš malé množství dat, aby bylo možné přesně určit genezi a stáří studovaných ryolitů.

Poděkování

Autoři děkují J. Leichmannovi za kritické přečtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnska v měřítku 1 : 25 000).

Literatura

- Boynton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: Henderson P. (ed.): Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63–114.
- van Breemen, O. – Aftalion, M. – Bowes, D. R. – Dudek, A. – Mísař, Z. – Povondra, P. – Vrána, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of central Europe. – Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 73, 89–108.
- Buriánek, D. – Gilíková, H. – Nehyba, S. – Otava, J. (2008): Studium těžkých minerálů v klastických sedimentech kambrického a devonského stáří na jihovýchodní Moravě – provenience a sedimentologie. – Acta Mus. Morav., Sci. geol, 93, 169–184.
- Buriánek, D. (2010): Bazaltové a ryolitové žíly v brněnském masivu postížené metamorfózou nízkého stupně. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 2009, 22–27.
- Dallmeyer, R. D. – Franke, W. – Weber, K. (1995): Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – Springer, 495–507.
- Dudek, A. – Weiss, J. (1963): Západomoravské krystalinikum. – Sbor. XIV. sjezdu Spol. pro min. a geol.: 5–18.
- Fatka, O. – Vavrdová, M. (1998): Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian Moravia (Měnín borehole, Czech Republic). – Věst. Ústř. Úst. geol., 1, 73, 55–60.
- Finger, F. – Frasl, G. – Dudek, A. – Jelínek, E. – Thöni, M. (1995): Cadomian plutonism in the Moravo-Silesian basement. – In Dallmeyer, R. D. – Franke, W. – Weber, K. (eds.): Tectonostratigraphic evolution of the central and eastern European orogens. Springer, 495–507.
- Finger, F. – Pin, C. (1997): Arc-type crustal zoning in the Brunovistulicum, eastern Czech Republic: a trace of the late Proterozoic Euro-Gondwana margin. – J. Czech Geol. Soc., 42, 53.
- Finger, F. – Tichomirowa, M. – Pin, C. – Hanzl, P. (2000): Relics of an Early-Panafricanensimatic metabasite-metarhyolite formation in the Brno Massif, Eastern Czech Republic. – Int. J. Earth Sci., 89, 328–335.
- Gilíková, H. – Leichmann, J. – Buriánek, D. (2006): Odras sialického vulkanismu na východním okraji Českého masivu v klastických sedimentech devonu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005 13, 72–74.
- Gorton, M. P. – Schandl, E. S. (2000): From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. – Can. Mineral., 38, 1065–1073.
- Hannah, J. L. – Stein, H. J. (1990): Magmatic and hydrothermal processes in ore-bearing systems. – In: Stein, H. J. – J. L. Hannah (eds.): Ore-bearing Granite Systems, Petrogenesis and Mineralizing Processes, Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 246, 1–10.
- Hanzl, P. – Hrdličková, K. (2011, v tomto čísle): Výskyt granofyrického granitu na hranici dioritové a metabazitové zóny brněnského masivu východně od Jinačovic. – Geol. výzk. Mor. Slez. XVIII.
- Hanzl, P. – Melichar, R. (1997): The Brno Massif: A section through the active continental margin or a composed terrane? – Krystalinikum, 23, 33–58.
- Irber, W. (1999): The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. – Geochim. Cosmochim. Acta, 63(3–4), 489–508.
- Jachowicz, M. – Přichystal, A. (1997): Nález spodnokambrických sedimentů v hlubokých vrtech na jižní Moravě. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996, 64.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – Amer. Mineral., 68, 277–279.
- Leichmann, J. – Höck, V. (2008): The Brno Batholith: an insight into the magmatic and metamorphic evolution of the Cadomian Brunovistulian Unit, eastern margin of the Bohemian Massif. – J. Geosci., 53(3–4), 281–305.
- Lofgren, G. (1971): Spherulite textures in glassy and crystalline rocks. – J. Geophys. Res., 76, 5635–5648.
- Lofgren, G. (1980): Experimental studies of dynamic crystallization of silicate melts. – In Hargraves, R. B. (ed.): Physics of magmatic processes, Princeton NJ, Princeton University Press, 487–551.
- Middlemost, E. A. K. (1994): Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Sci. Rev, 37: 215–224
- Mitrenga, P. – Rejl, L. (1993): Brněnský masiv. – In: Přichystal, A. (ed.): Geologie Moravy a Slezska. – Mor. zem. muzeum, 9–14.
- Pearce, J. A. – Harris, N. W. – Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – J. Petrol., 25, 956–983.
- Pokorný, M. (1948): Zpráva o geologických poměrech jižní části Moravského krasu v prostoru Hády–Mokrá. – Čas. Mor. zem. muz., 32, 88–96.
- Přichystal, A. (1999): Devonský až permský vulkanismus ve východní části Českého masivu. – MS, habilitační práce MU.
- Shand, J. S. (1943): Eruptive Rocks. – John Wiley & Sons, 1–444.
- Taylor, S. R. – McLennan, S. M. (1985): The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 1–312.
- Vavrdová, M. – Bek, J. (2001): Further palynomorphs of Early Cambrian age from clastic sediments underlying the Moravian Devonian (borehole Němčičky-3). – Czech Geol. Survey Bull., 2, 76, 113–115.
- Vavrdová, M. – Mikuláš, R. – Nehyba, S. (2003): Lower Cambrian siliciclastic sediments in Southern Moravia (Czech Republic) and their paleogeographical constraints. – Geol. Carpathica, 2, 54, 67–79.

MINERALOGIE SULFIDICKÉ, ARZENIDOVÉ A TELLURIDOVÉ MINERALIZACE V CORDIERITICKÉM PEGMATITU Z LOMU BORY U VELKÉHO MEZIŘÍČÍ (STRÁŽECKÉ MOLDANUBIKUM)

Mineralogy of sulphide, arsenide and telluride mineralization in cordierite-bearing pegmatite from the Bory Quarry near Velké Meziříčí (Strážek Moldanubicum)

Alena Fuksová¹, Zdeněk Dolníček¹, Petr Gadas²

¹ Katedra geologie PřF UP, tř. 17 listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: fuksovaa@centrum.cz

² Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: pgadas@centrum.cz

(24-13 Bystřice nad Pernštejnem)

Key words: Moldanubicum, Bory, pegmatites, arsenopyrite, löllingite, Bi_5Te_3 , Ag_7Te_5

Abstract

Sulphide, arsenide and telluride mineralization was found in the cordierite-bearing pegmatite from the Bory Quarry near Velké Meziříčí. The quarry is situated in granulites of the Bory Granulite Massif that are penetrated by veins and irregular bodies of several paragenetically distinct types of pegmatites. Besides common minerals, the cordierite-bearing pegmatite contains minor amount of ore minerals such as pyrite, arsenopyrite (with up to 0.05–0.12 apfu Co) and löllingite (with up to 0.17 apfu Ni). Tiny inclusions of empressite (Ag_7Te_5) and unnamed Bi_5Te_3 phase (with 0.74 apfu S) occur as inclusions in löllingite.

Úvod

Lom Bory se nachází v s. části borského granulitového masivu, nedaleko obce Bory, 6 km s. od Velkého Meziříčí. Borský granulitový masiv představuje těleso protáhle čočkovitého tvaru (směru VSV–ZJZ), uložené konformně v biotitických, místy cordieritických rulách (Špínar 1995); z regionálně-geologického hlediska náleží do oblasti strážeckého moldanubika (Dudek et al. 1992). Lom je založený v granulitech s foliací uklánějící se na SZ (Kotková et al. 2003).

Na lokalitě se nachází několik typů pegmatitů, nejčastěji se jedná o primitivní pegmatity a subabysální cordieritové pegmatity, méně pak primitivní fosfátové pegmatity (Novák 2005) a pegmatity s bezvodými borosilikáty (Cempírek et al. 2010). Primitivní turmalínové pegmatity tvoří žilná tělesa s ostrými kontakty s okolními horninami, často jsou zonální, mají jednoduché minerální složení (křemen, K-živce, skoryl, biotit, muskovit), z méně běžných minerálů obsahují apatit, pyrit, arsenopyrit (Špínar 1995), granát, rutil, ilmenit a löllingit (Novák 2005). Vykazují vyšší stupeň frakcionace, který se projevuje vyšším poměrem Fe/(Fe+Mg) v turmalínu a Mn/(Mn+Fe) v biotitu ve srovnání se subabysálními cordieritickými pegmatity (Novák 2005). Subabysální cordieritové pegmatity vznikly natavením hornin a utužením v menší hloubce a za nižších tlaků než pegmatity abysální (Novák 2005), jejich minerální asociaci tvoří křemen, K-živce, plagioklas, biotit, cordierit, akcesorický skoryl, pyrit, pyrrotin (Špínar 1995), apatit, dumortierit a granát (Novák 2005). Vzácně se zde vyskytují žíly fosfátových pegmatitů (Veselovský in Staněk 2009) o mocnosti 0,5 m s minerální asociací: K-živce, křemen, albit, skoryl, muskovit, akcesoricky se vyskytuje apatit a fosforečnan (griftonit, baričit, vivianit a mitridatit). U pegmatitů s bezvodými borosilikáty tvoří minerální asociaci K-živce, plagioklas, křemen, turmalín, korund,

dumortierit, hercynit a vzácné borosilikáty (grandierit, ominelit, boralsilit, werdingit). Jedná se pravděpodobně o nejstarší pegmatitovou mineralizaci v dané oblasti (Cempírek et al. 2010).

Metodika

Terénní výzkum a dokumentace lomu Bory probíhal v letech 2008–2010. Chemické složení rudních minerálů bylo analyzováno vlnově disperzní (WDX) bodovou analýzou na přístroji Cameca SX 100 na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně (analytik P. Gadas). Při analýze bylo použito napětí 25 kV, proud 20 nA a průměr elektronového svazku 1 μm. Při analýzách byly využity následující standardy: chalkopyrit (S), pararammelsbergit (Ni, As), $sulf1_CdTe$ (Cd, Te), $sulf1_HgTe$ (Hg), FeS_2 (Fe), $PbCl_2$ (Cl), PbS (Pb), ZnS (Zn), elementární antimon (Sb), elementární bismut (Bi), elementární kobalt (Co), elementární mangan (Mn), elementární stříbro (Ag).

Výsledky

Cordieritické pegmatity tvoří nepravidelná tělesa s pozvolnými přechody do okolních granulitů, zonální stavba těles není patrná. Studovaný pegmatit je hydrotermálně alterovaný, má šedou barvu. Alterace se projevuje přeměnami cordieritu, biotitu a živců (viz dále), makroskopicky jsou pozorovatelná šedomodrá nepravidelná zrna cordieritu do velikosti 2 cm, zrna mléčného až čirého křemene a živců.

Na základě mikroskopie výbrusů bylo zjištěno minerální složení: křemen, K-živce, plagioklas, cordierit, biotit, chlorit, muskovit a akcesorický dumortierit. Hornina má hypautomorfně zrnitou strukturu. Křemen tvoří xenomorfně omezená zrna s hojným množstvím sekundárních fluidních inkluzí. K-živce tvoří hypautomorfně až xenomorfně omezená zrna, která jsou hojně sericit-

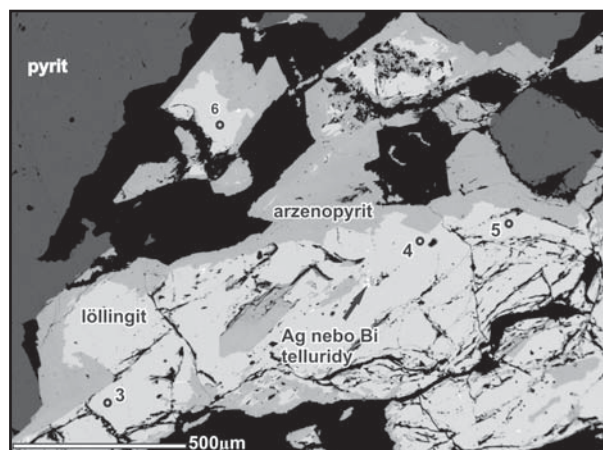
zována. Plagioklas je xenomorfně omezený a vyznačuje se typickým polysyntetickým lamelováním. Cordierit se vyskytuje v podobě xenomorfních zrn, která jsou často zatlačována chloritem a sericitem, podléhají tzv. pinitizaci. Biotit je hnědočervený, lištovitý, hypautomorfně omezený, místy přeměněný na chlorit, který se vyskytoval v podobě drobných šupinek. V produktech přeměn žilců a cordieritu se vyskytuje i jemně šupinkovitý muskovit. Akcesorií je zde dumortierit, který tvoří drobné silně pleochroické (modré – růžové) lišty do velikosti 250 μm .

Některé námi odebrané vzorky cordieritického pegmatitu obsahovaly i sulfidickou a arzenidovou mineralizaci. Rudní minerály vyplňují drobné dutiny, tvoří nepravidelná zrna či větší (1 cm) hnízda s makroskopicky nažloutlou barvou, místy se vyskytují oranžovozelené náběhové barvy. Rudní minerály jsou nejčastěji zastoupeny pyritem, který tvoří nepravidelná nezonální zrna. WDX analýzou (tab. 1) byly však určeny i další minerály, jako arzenopyrit, löllingit a inkluze telluridů Ag a Bi (obr. 1, 2).

	3	4	5	6	7	8	9	10
	löllingit				arzenopyrit			
Mn	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe	20,00	20,40	19,77	19,72	28,74	32,07	31,68	26,95
Co	3,02	2,60	3,26	3,49	3,49	1,70	2,26	4,25
Ni	4,95	4,98	4,96	4,93	1,34	0,36	0,19	2,13
Zn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ag	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08
Cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Hg	0,00	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00	0,07
S	1,83	0,77	0,81	0,92	16,38	18,81	19,09	16,12
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
As	70,79	70,91	70,63	70,13	49,40	46,21	45,81	49,98
Sb	0,07	0,00	0,05	0,06	0,11	0,02	0,09	0,22
Celkem	100,79	99,72	99,52	99,30	99,49	99,25	99,12	99,81
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,733	0,748	0,726	0,725	0,873	0,950	0,937	0,821
Co	0,105	0,090	0,114	0,121	0,101	0,048	0,063	0,123
Ni	0,173	0,174	0,173	0,172	0,039	0,010	0,005	0,062
Ag	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Sb	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,003
Catsum	1,014	1,012	1,014	1,020	1,014	1,009	1,007	1,010
S	0,050	0,049	0,052	0,059	0,867	0,971	0,983	0,860
As	1,935	1,938	1,934	1,921	1,119	1,020	1,010	1,130
Ansum	1,985	1,987	1,986	1,979	1,986	1,991	1,993	1,990
Apfu	2,999	2,999	2,999	3,000	3,000	2,999	3,000	3,000

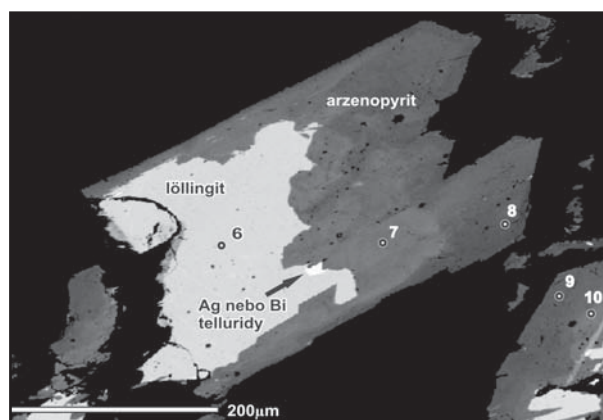
Tab. 1: Chemismus arzenopyritu a löllingitu z cordieritického pegmatitu. Analýzy WDX jsou v hmot. %, koeficienty empirického vzorce byly přepočítány na celkovou sumu iontů rovnou 3. Tab. 1: Chemical composition of arzenopyrite and löllingite from cordierite-bearing pegmatite. The WDX analyses are in wt. %. Empirical formulae were recalculated on bulk sum of ions equal to 3.

Arzenopyrit tvoří hypautomorfně až xenomorfně omezená, v BSE obraze místy zonální zrna, zatlačující löllingit (obr. 2). Arzenopyrit je růstově zonální, starší arzenopyrit je v obraze BSE světlejší (díky vyšším obsahům As, Co a Ni), na něj pak narůstá mladší, který je tmavší a hypautomorfně omezený (obr. 2). Arzenopyrit je chemi-



Obr. 1: Arzenidy, sulfidy a inkluze telluridů v cordieritickém pegmatitu (BSE). Čísla odpovídají číslům analýz v tab. 1. Černou barvu mají silikáty či křemen (Foto P. Gadas).

Fig. 1: Arsenides, sulphides and inclusions of tellurides in cordierite-bearing pegmatite (BSE). Numbers correspond to numbers of analyses in tab. 1. Black – silicates or quartz (Photo by P. Gadas).



Obr. 2: Löllingit zatlačovaný kompozičně zonálním arzenopyritem v křemeni (černý) cordieritického pegmatitu (BSE). Čísla odpovídají číslům analýz v tab. 1 (Foto P. Gadas).

Fig. 2: Löllingite corroded by arsenopyrite in quartz (black) of cordierite-bearing pegmatite (BSE). Numbers correspond to numbers of analyses in tab. 1 (Photo by P. Gadas).

ky poměrně čistý (tab. 1; analýzy 7–10), obsahoval pouze menší příměs Co (0,05–0,12 apfu) a Ni (0,005–0,062 apfu).

Löllingit tvoří xenomorfně omezená nezonální zrna zatlačovaná a obrůstána arzenopyritem (obr. 1, 2). Löllingit (tab. 1; analýzy 3–6) obsahuje příměs Ni (0,17 apfu) a méně Co (0,09–0,12 apfu).

Vzácně byly nalezeny Ag-tellurid a Bi-tellurid (tab. 2), které se vyskytovaly jako drobné bílé (v obraze BSE) inkluze v löllingitu (obr. 1, 2). Chemické složení Ag-telluridu odpovídá ideálnímu vzorci Ag_7Te_5 (tab. 2, analýza 1), což je dle Thompsona et al. (1951) méně častější modifikace minerálu empressitu (častěji se vyskytuje ve formě Ag_5Te_3). Chemické složení Bi-telluridu odpovídá nepojmenované fázi Bi_5Te_3 (tab. 2, analýza 2).

Diskuze a závěry

Z rudních neoxidických minerálů byly v borských primitivních turmalínových pegmatitech dosud popsány löllingit (Novák 2005), pyrit a arzenopyrit (Špinar 1995),

	1	2
Mn	0,01	0,00
Fe	2,02	0,82
Co	0,45	0,17
Ni	0,89	0,21
Cu	0,00	0,01
Zn	0,00	0,01
Ag	50,49	0,00
Cd	0,00	0,18
Bi	0,00	74,10
S	0,55	1,83
Cl	0,04	0,00
As	0,66	0,00
Se	0,00	0,69
Sb	0,01	0,00
Te	44,53	22,04
Celkem	99,64	100,06
Mn	0,002	0,001
Fe	0,481	0,190
Co	0,100	0,038
Ni	0,201	0,046
Cu	0,000	0,001
Zn	0,000	0,003
Ag	6,218	0,000
Cd	0,000	0,021
Sb	0,002	0,000
Bi	0,000	4,604
Catsum	7,003	4,903
S	0,228	0,742
Cl	0,016	0,000
As	0,116	0,000
Se	0,000	0,113
Te	4,636	2,243
Ansum	4,997	3,097
Apfu	12,000	8,000

Tab. 2: WDX analýza Ag-telluridu (koeficienty empirického vzorce přepočteny na sumu 12 iontů) a Bi-telluridu (koeficienty empirického vzorce přepočteny na sumu 8 iontů).

Tab. 2: WDX analyses of Ag-telluride (empirical formula was recalculated on sum of 12 ions) and Bi-telluride (empirical formula was recalculated on sum of 8 ions).

Literatura

- Cempírek, J. – Novák, M. – Dolníček, Z. – Kotková, J. – Škoda, R. (2010): Crystal chemistry and origin of grandidierite-ominelite and associated borosilicates from Bory Granulite, Czech Republic. – *Am. Mineral.* 95, 1533–1547.
- 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 masivu na území České republiky. – *Čas. Mineral. Geol.*, 37, 4, 258–275. Praha.
- Gu, X. P. – Watanabe, M. – Hostino, K. – Shibata, Y. (2001): Mineral chemistry and associations of Bi-Te (S, Se) minerals from China. – *Neu. Jb. Mineral, Mh* 289–309.
- Houzar, S. – Litochleb, J. – Sejkora, J. – Cempírek, J. – Cícha, J. (2008): Unusual mineralization with niobian titanite and Bi-tellurides in scheelite skarn from Kamenné doly quarry near Písek, Moldanubian Zone, Bohemian Massif. – *J. Geosci.*, 53, 1–16. Praha.
- Kotková, J. – Novák, M. – Povondra, P. (2003): Horní Bory near Velké Meziříčí. – *Field trip guidebook LERM 2003*, 47–51. Brno.
- Novák, M. (2005): Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika); mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 90, 3–74. Brno.
- Thompson, R. M. – Peacock, M. A. – Rolland, J. F. – Berry, L. G. (1951): *Empressite and "stuetzite"*. – *Am. Mineral.*, 36, 5–6, 458–470.
- Staněk, J. (2009): Minerály Borů a Cyrilova u Velkého Meziříčí. – *Vyd. Obec Bory*, s. 102. Bory.
- Špinar, P. (1995): Vztah mezi pegmatity a alpskými žilami v kamenolomu u Horních Borů. – *Vlast. Sbor. Vysočiny, odd. věd přír.*, 12, 3–18. Jihlava.

u kterého byla spektrální analýzou prokázána přítomnost Sb a Bi (Špinar 1995). Ze subabysálních cordieritických pegmatitů byly popsány pouze pyrit a pyrrhotin (Špinar 1995). V pegmatitech s bezvodými borosilikáty byl nalezen löllingit a arzenopyrit (Cempírek et al. 2010). Kvantitativní chemické analýzy zmíněných fází však dosud nebyly publikovány.

Podobné výskyty nepojmenované fáze Bi_5Te_3 jsou známy ze sulfid-scheelitového skarnu z Kamenných Dolů u Písku (Houzar et al. 2008). Tellurid se zde vyskytoval jako drobné nepravidelné agregáty (1–5 μm) v mikrotrhlinách arzenopyritu. Analyzované fáze z obou lokalit spadají do série Bi_5X_3 dle klasifikace Gu et al. (2001), kde X je Te, S, Se. Vzorek z Kamenných Dolů má ovšem vzorec $(\text{Bi}_{4,51}\text{Fe}_{0,40}\text{Cd}_{0,03}\text{Pb}_{0,02}\text{Sb}_{0,01}\text{As}_{0,01})\Sigma_{4,98}(\text{Te}_{1,58}\text{S}_{1,36}\text{Se}_{0,08})\Sigma_{3,02}$, z čehož je patrné, že nově nalezený vzorek z Borů obsahuje menší množství síry (0,74 apfu) a dal by se podle této klasifikace označit jako Bi-tellurid, naopak vzorek z Kamenných Dolů obsahuje více síry (1,36 apfu) a nese označení Bi-sulfo-tellurid. Obsahy Bi a Cd jsou u obou téměř shodné, liší se v příměsi Fe, která v Borech činí pouze stopové množství (0,19 apfu). Dále se odlišují v obsahu stopových příměsí, kde v Borech se jako příměsi vyskytují Ni, Co a Zn, naopak v Kamenných Dolech je to Pb, Sb, As.

Rudní minerály v námi studovaném cordieritickém pegmatitu vznikaly v posloupnosti löllingit s telluridovými inkluzemi – arzenopyrit–pyrit. Minerální sukcese tedy vypovídá o změně aktivit S a As, kdy v průběhu krystalizace S přibývá na úkor As. Tento trend lze dokumentovat i na základě studia chemismu růstově zonálních agregátů arzenopyritu.

Poděkování

Autoři děkují P. Tománkové za pomoc při odběru vzorků. Práce byla finančně podpořena granty GAČR 205/07/P130 a IGA UP PrF/2011/010.

VÝSKYT MIKROGRANITU S GRANOFYRICKOU STRUKTUROU NA HRANICI DIORITOVÉ A METABAZITOVÉ ZÓNY BRNĚNSKÉHO MASIVU VÝCHODNĚ OD JINAČOVIC

Occurrence of microgranite with granophyric texture on a boundary of the Diorite and Metabazite zones of the Brno Massif east of Jinačovice

Pavel Hanžl, Kristýna Hrdličková

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

(24-32 Brno)

Key words: Brno Massif, granophyre, geochemistry, geotectonic position

Abstract

Tectonic slices of microgranites are exposed in the Metabazite Zone along its boundary with the Diorite Zone of the Cadomian Brno Massif. Rock with granophyric texture was found SW of the Velká Baba Hill. Granophyre is composed of irregular intergrowths of quartz and feldspars arranged around albite lath. Rounded quartz is also presented. The granophyre has a chemical composition of trondhjemite, trace elements geochemistry can be well correlated with composition of rhyolites forming layers in metabasalts. Both rocks have character of within-plate to ocean-ridge granites and granophyres are interpreted as subvolcanic equivalent of rhyolites.

Úvod

Granofyry jsou horniny žilného charakteru s četnými granofyrickými texturami kolem plagioklasů a v prostorech mezi minerálními zrny (Johannsen 1962, Zapletal 1928). Granofyrická textura je speciální formou nepravidelného prorůstání křemene a alkalických živců, které je obvykle důsledkem krystalizace z eutektika (Barker 1970, Cox et al. 1979). Granit s granofyrickými texturami byl nalezen během základního geologického mapování listu 34-324 Brno-sever v měřítku 1 : 25 000 na hranici dioritové a metabazitové zóny brněnského masivu v oblasti Velké Baby s. od Brna. Hornina je v příspěvku petrograficky a geochemicky charakterizována a je provedeno srovnání s výskyty kyselých magmatických hornin v blízkém okolí. Magnetická susceptibilita a obsahy radioaktivních prvků (% K, ekvivalenty U a Th v ppm) byly měřeny přímo v terénu kapametrem KT-5 a gamaspektrometrem GRM-260. Chemické analýzy byly provedeny metodou ICP-ES (silikátová analýza) a ICP-MS (stopové prvky) v laboratořích ACME, Vancouver, Kanada. Analýzy minerálů proběhly na elektronové mikrosondě Cameca Camebax SX-100, (Laborař elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Společné pracoviště Ústavu geologických věd PŘF MU a České geologické služby).

Geologická pozice

Centrální bazická zóna (Zapletal 1928) brněnského masivu se dělí ve smyslu Dudka – Weisse (1963) na dioritovou (plutonická část) a metabazitovou zónu (vulkanická část) a jsou interpretovány jako části ofiolitového komplexu (pro přehled např. Hanžl – Melichar 1997, Finger et al. 2000a, Leichmann – Höck 2008). Obě zóny jsou doprovázeny řadou kyselých vulkanických a subvulkanických hornin, jejichž geneze a vztahy k okolním horninám nejsou plně známy. Jediný radimetrický údaj z ryolitu v metabazi-

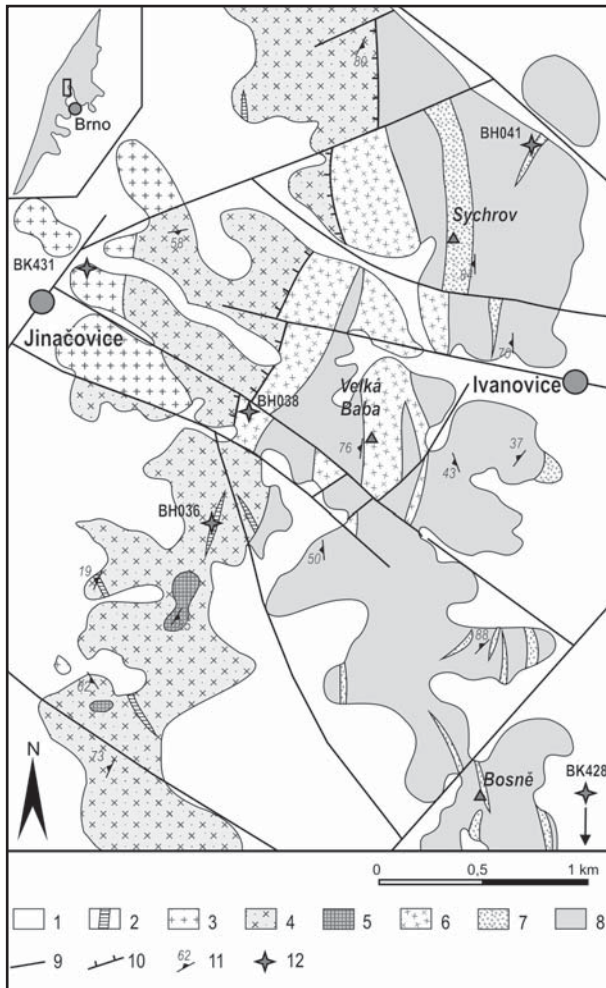
tové zóně udává Finger et al. (2000b), který datoval polohu ryolitů v metabazaltech z lomu Opálenka sv. od Kuřimi na 725 ± 15 Ma (evaporace zirkonů).

Styk mezi dioritovou a metabazitovou zónou v. od Jinačovic probíhá zhruba podél hřbetu Velké Baby (obr. 1), je přibližně s.-j. a jak ukazují gravimetrická data, strmě se uklání k Z (Sedlák 1993). To potvrzují i orientace foliací v metabazitové zóně, které jsou přibližně s.-j. a sklání se k Z (Hanžl 1997). Dioritová zóna je v okolí Jinačovic budována různě zrnitými diority, masivní stavba je přetištěna metamorfní foliací, jejíž intezita roste směrem k Z. V dioritech na dílčím hřbetu cca 1 km jz. od Velké Baby vystupuje těleso serpentinitů, které podrobně popsali Malý – Weiss (1987). V dioritech jsou hojné žíly granitových porfyrů (vzorek BH036). Na západě u Jinačovic do dioritů intrudují leukokratin až biotitické granity (vzorek BK431) tetčické suity ve smyslu Leichmanna – Höcka (2008).

Dominantní horninou metabazitové zóny jsou slabě metamorfované bazické vulkanity, které obsahují polohy a čocky ryolitů a jejich tufů. Na studovaném území se kyselé metavulkanity (vzorky BH041 a BK428) objevují především při v. patě hřbetu (obr. 1). V oblasti Velké Baby budují metabazaly především v. svahy hřbetu. V úseku mezi Malou Babou a Sychrovem vystupují podél styku obou zón tělesa světle šedých, obvykle kataklazovaných granitoidních hornin. Granofyrický mikrogranit (granofyr, vzorek BH038), který je součástí těchto těles, byl nalezen asi 600 m z. od Velké Baby ve starém lůmku na samé hranici s dioritovou zónou. Primární kontakty s okolními horninami nejsou pozorovatelné a jsou tektonicky přepracované.

Petrografická charakteristika studovaných vzorků

Jemně až drobně zrnité granity až mikrogranity místy s granofyrickými texturami tvoří deskovitá, přibližně s.-j. orientovaná tělesa, která vystupují na hranici



Obr. 1: Geologická situace v okolí Velké Baby s vyznačenou pozicí odebraných vzorků. Legenda: 1 – kenozoikum, 2 – serpentinit, 3 – mikrogranit, 4 – metaryolit, 5 – metabazalt, 6 – granit, 7 – granitový porfyr, 8 – diorit, 9 – zlom, 10 – přesmyk, 11 – foliace, 12 – vzorek.

Fig. 1: Geological plan of the Velká Baba Hill with marked position of samples. Legend: 1 – Cenozoic, 2 – serpentinite, 3 – microgranite, 4 – metarhyolite, 5 – metabasalt, 6 – granite, 7 – granite porphyry, 8 – diorite, 9 – fault, 10 – reverse fault, 11 – foliation, 12 – sample.

dioritů a metabazaltů i uvnitř vlastních metabazaltů v okolí Velké Baby z. od Ivanovic. Mocnost těles se dá odhadnout na první desítky až stovky metrů. Primární vztahy k metabazitům byly přetištěny mladšími tektonickými pochody. Granofyrické granity jsou proráženy žilami dioritových porfyrů (mikrodioritů). Horniny jsou šedé, jemně až drobně zrnité, hypautomorfně zrnité, obvykle různě intenzivně kataklazované. Typický je kostičkový rozpad. Jsou složeny z plagioklasů, K-živců a křemene, přičemž plagioklasy převažují. Tvoří tabulkovitá až protáhlá zrna maximální délky do dvou mm, charakteristické je polysyntetické lamelování. Některá zrna jsou slabě saussuritizována. K-živce jsou tabulkovité až protažené, dvojčatné, slabě zakalené sekundárními minerály. Křemen je oválný, po krajích rekrystalizovaný. Tmavé minerály jsou podřízené, vzácný biotit je zcela přeměněný na směs epidotu, sericitu a hydroxidů Fe, popřípadě je chloritizovaný.



Obr. 2: Příklad granofyrické struktury ve vzorku BH038, zkřížené nikoly.

Fig. 2: Example of granophyric texture in sample BH038, crossed nicols.

Ve starém lůmku u turistické cesty asi 600 m z. od Velké Baby jsou odkryty mikrogranity s granofyrickou texturou (BH038). Zrna tabulkovitého až lištovitého plagioklasu a vzácně i křemene jsou obrůstána K-živci a křemenem v granofyrických srůstech křemene a alkalického živce (obr. 2). Ojedinelá jsou suboválná zrna křemene. Plagioklasy mírně převažují nad draselnými živci a odpovídají albitu o složení An_{3-4} , ale objevuje se, byť sporadicky, i oligoklas o An_{18} . Draselné živce obsahují albitovou komponentu do Ab_1 . Slídy jsou reprezentovány biotitem, který tvoří hypautomorfní až automorfní lupínky zelené barvy o velikosti do 0,5 mm, chemicky (Guidotti 1984) odpovídá annitu o chemismu s $X_{Fe} = 0,70-0,74$; $Al^{IV} = 2,46-2,26$ apfu, $Ti = 0,03$ apfu. Biotit je často nahrazován chloritem o $X_{Fe} = 0,72-0,77$. Sporadicky je přítomen muskovit. Akcesorický je zirkon, oxidy a sulfidy železa (pyrit, hematit) a také velmi sporadický muskovit.

Horniny mají obvykle vyšší susceptibilitu ($1,0-4,4 \times 10^{-3}$ SI). Průměrné obsahy radioaktivních prvků v mikrogranitech jsou: K = 1,6 %; eU = 1,6 ppm; eTh = 7,2.

Metaryolit, kyselý až intermediální metatuf tvoří tenké polohy uložené obvykle subparalelně s foliací uvnitř metabazaltů. Hranice s metabazalty jsou ostré. Mocnost poloh nepřesahuje obvykle první desítky metrů. Metaryolity jsou bělošedé až světle hnědošedé masivní až páskované horniny. Jsou afanitické až jemnozrné, s felsitickou základní hmotou, ve které dominují křemenné pásy různé zrnitosti. Některé části mohou být interpretovány jako devitrifikované a rekrystalizované sklo. Makroskopicky některé horninové agregáty připomínají svým tvarem deformované a rekrystalizované fiammé. Tmavé minerály schází nebo jsou zcela podružné a přeměněné na uralit či chlorit. Dalšími produkty přeměn jsou epidot, opakní minerál a sericit. Metatufy jsou obvykle páskované, často zbřidličnatělé horniny. Lištovité a tabulkovité K-živce a plagioklasy jsou zachovány pouze v reliktech, tvořící glomeroblasty do 2 mm v průměru. Matrix představuje směs křemene, albitu, sericitu a podružně chloritu a epidotu.

Charakteristický je film tvořený hydroxidy Fe, který tvoří tenké průsvitné rezavohnědé pásy podél foliace. Vzorky pro chemickou analýzu byly odebrány ze starého lomu s garážemi na sz. okraji Medlánek (BK428) a ze starého lomu (BH041) mezi Sychrovem a Českou.

Susceptibilita ryolitů je v rozmezí $0,11-0,88 \times 10^{-3}$ SI. Průměrné obsahy radioaktivních prvků v metaryolitech jsou: K = 3,3 %; eU = 2,3 ppm; eTh = 8,9.

Granitový porfyr byl odebrán ze žíly (BH036), která proráží diority a je odkryta v lesní cestě asi 600 m jz. od Velké Baby. Žíla je přibližně s.-j. orientována, mocnost je v prvních metrech. Textura je zřetelně porfyrická, postmagmaticky usměrněná. Vyrůstlice jsou tvořeny bipyramidálními křemeny, které jsou laločnatě korodovány matrixem. Zrna jsou nehomogenně deformována a rekrystalizována, celkově však zachovávají původní tvar. Živce ve vyrůstlicích jsou tlustě lištovité až tabulkovité, obvykle sericitizované, v plagioklasech se objevují minerály epidotové skupiny. Poměr K-živců a plagioklasů je přibližně stejný. Základní hmota je tvořena pásy různě zrnitého rekrystalizovaného křemene s příměsí sericitu a minerálů epidotové skupiny.

Susceptibilita je v rozmezí $0,13-0,69 \times 10^{-3}$ SI. Obsahy radioaktivních prvků v porfyrech jsou velmi variabilní.

Biotitický granit místy s granátem byl odebrán ze starého lomu v Jinačovicích (BK431). Jde o šedé, charakteristicky načervenalé středně až hrubě zrnité horniny. Plagioklasy jsou hypautomorfní o velikosti zrna až 6 mm, zřetelně zonální, obvykle zakalené produkty přeměn, sericitem a jílovými minerály. Bazicitu plagioklasů odpovídá albitu o obsahu anortitové složky An_{3-8} , plagioklasy na kontaktu s granátem mají bazicitu o něco vyšší, odpovídají oligoklasu o An_{10-11} . Draselné živce tvoří hypautomorfní až xenomorfní zrna, velikost zrn je stejná jako u plagioklasů a pohybuje se okolo 5 mm, v K-živcích se objevují drobné perthitické odmíšeniny, zrna jsou jen lehce kaolinizovaná. Lupínky biotitu, obvyklé velikosti okolo 1 mm, jsou hypautomorfní, často zprohýbané a kompletně přeměněné na chlorit a směs opakních minerálů a oxidů železa. X_{Fe} takto vzniklého chloritu = 0,97–0,99. Granáty tvoří drobná zrna o velikosti od 0,2 do 0,4 mm, jsou automorfní, dobře omezená, jejich složení je homogenní a odpovídá $Alm_{51-57}Prp_{0-0,1}Sp_{31-35}Grs_{11-13}$.

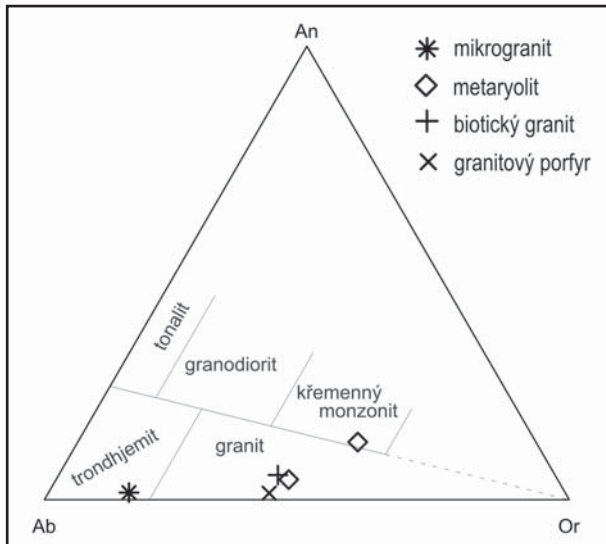
Susceptibilita hornin je velmi nízká $\sim 0,08 \times 10^{-3}$ SI. Průměrné obsahy radioaktivních prvků v granitu jsou: K = 4,5 %; eU = 3,7 ppm; eTh = 14,9 ppm.

Geochemie

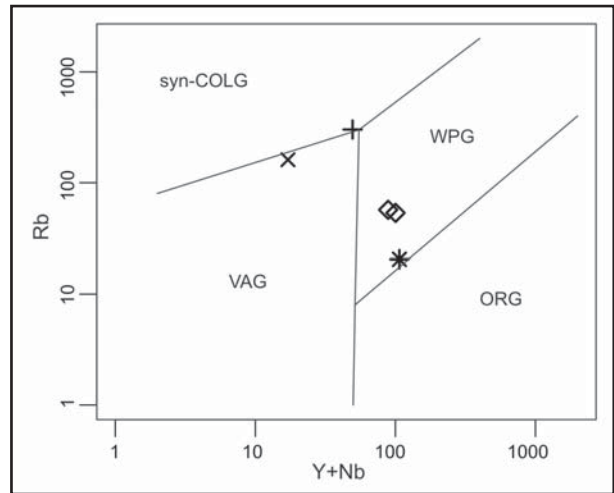
Chemické složení hornin je uvedeno v tabulce 1. Všechny studované horniny jsou kyselé s obsahem SiO_2 v rozmezí 71,0–76,5 hmot. %. Chemicky odpovídají v TAS klasifikaci ryolitu resp. granitu, v klasifikaci Ab-An-Or (O'Connor 1965) odpovídá granofyr trondhjemitu (obr. 3), ostatní vzorky granitu resp. ryolitu. Horniny jsou alkalicko-vápenaté, granofyr odpovídá nízkodraselné sérii, ostatní vzorky jsou vysokodraselné ve smyslu klasifikace (Pecce-rillo – Taylor (1976). Poměry K_2O/Na_2O jsou u granofyru malé (0,26), u ostatních hornin větší než 1. Kromě jednoho

vzorek	BH036B	BH038A	BH041B	BK428	BK431
lokalita	V. Baba	Baba	Česká	Medlánky	Jinačovice
X	-602555	-602129	-600617	-600545	-602870
Y	-1153632	-1152661	-1151526	-1155302	-1151917
hornina	porfyr	granofyr	ryolit	ryolit	granit
SiO_2	74,58	76,52	71,02	75,39	75,34
TiO_2	<0,01	0,16	0,21	0,2	<0,01
Al_2O_3	13,88	12,7	12,79	12,3	13,62
Fe_2O_3	1,74	2,43	2,97	2,18	0,84
MnO	0,07	0,06	0,11	0,07	0,09
Cr_2O_3	0,006	0,002	0,003	<0,002	0,002
MgO	0,07	0,15	0,41	0,27	0,02
CaO	0,22	0,2	2,22	0,56	0,72
Na_2O	4,14	5,38	2,44	3,52	4,06
K_2O	4,42	1,42	5,49	4,36	4,6
P_2O_5	0,03	0,02	0,02	0,03	<0,01
C	<0,02	0,02	0,35	<0,02	0,02
S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
LOI	0,8	0,9	2,2	1	0,7
suma	99,94	99,91	99,84	99,88	100,03
Be	3	2	3	2	4
Ba	479	384	792	681	11
Co	1,3	3,2	2,7	1,3	<0,2
Cu	7,9	27,2	11,4	6,3	2,1
Ni	20,2	7,9	18,5	2,7	1
Rb	161,1	20,5	53,4	56,9	301,9
Sr	153,8	61,2	72,4	61	13,2
V	<8	<8	22	8	10
Sn	4	3	5	4	5
Zn	12	6	16	34	7
As	<0,5	1	0,6	0,5	0,6
U	2	1,8	2	1,8	3,2
Nb	13,1	19,3	21,9	21,3	14,4
Mo	0,3	1	0,6	0,2	<0,1
Y	4	87,6	78,4	67,5	35,1
Zr	73,5	373,6	394,3	319,5	69,2
Pb	4,6	2,8	1,7	3,1	8,8
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cs	1,4	0,4	0,8	0,2	3,8
Th	10,8	7,4	8	8,8	12,7
Ta	1,4	1,4	1,5	1,4	4
Hf	3,3	12,8	12,9	10,5	5,1
Sc	<1	4	6	5	2
Sb	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,2
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,09
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
W	<0,5	1	<0,5	<0,5	<0,5
Ga	18,8	21,2	23,2	14,3	23,4
Se	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5
La	14,6	25,8	38,2	32,1	2,8
Ce	28,9	79,9	86,7	83,5	6,8
Pr	3,36	8,64	11,5	9,32	1,07
Nd	12,1	35,3	47,7	37,4	5,3
Sm	2,41	8,73	10,75	8,57	2,96
Eu	0,54	1,15	1,68	1,15	0,05
Gd	1,52	10,27	11,33	9,31	4,49
Tb	0,19	2,16	2,11	1,75	0,96
Dy	0,76	13,89	13,09	11,3	5,73
Ho	0,11	2,99	2,75	2,41	0,97
Er	0,26	9,11	8,42	7,75	2,13
Tm	0,05	1,51	1,38	1,2	0,24
Yb	0,26	9,59	8,79	8,06	1,3
Lu	0,04	1,44	1,35	1,21	0,14

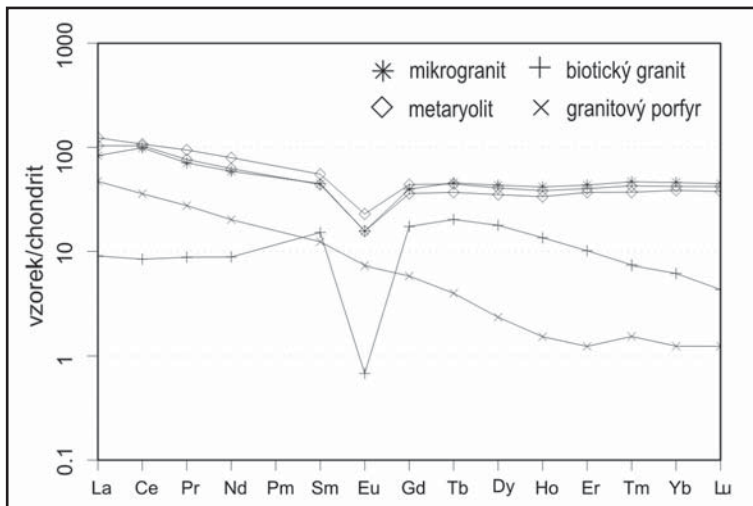
Tab. 1: Výsledky chemických analýz daných vzorků.
Tab. 1: Chemical composition of studied samples.



Obr. 3: Klasifikace studovaných hornin v diagramu Ab-An-Or (O'Connor 1965).
Fig. 3: Classification of studied rocks in Ab-An-Or diagram (O'Connor 1965).



Obr. 5: Pozice vzorků v geotektonickém diskriminačním diagramu Rb vs. Y + Nb podle Pearce et al. (1984). Symboly viz obr. 3.
Fig. 5: Geotectonic discrimination diagram Rb vs. Y + Nb of Pearce et al. (1984). Symbols as in Fig. 3.



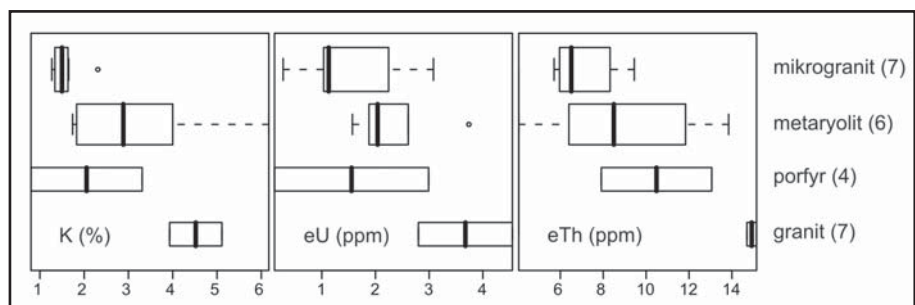
Obr. 4: Trendy na chondrit normalizovaného (Boynton 1984) obsahu REE ve studovaných vzorcích.
Fig. 4: Chondrite-normalized (Boynton 1984) REE patterns for studied samples.

vzorku rylitu ($A/CNK = 0,91$) jsou ostatní horniny nevýrazně peraluminické. Charakteristické jsou nízké obsahy Zr u porfyru a granitu (~70 ppm) a vysoké u granofyru a rylitů (320–390 ppm). Podobný charakter ukazují i obsahy vzácných zemin, které jsou u porfyru a granitu velmi nízké ($\Sigma REE = 65$ resp. 35 ppm) zatímco u granofyru dosahují hodnot 210–245 ppm. Ve srovnání s obsahy v granitech oceánského hřbetu (ORG, Pearce et al. 1984) jsou porfyr a granit obohaceny o litofilní prvky (LILE) s výrazně navýšenými obsahy Rb, prvky „HFSE“ (high field strength elements) jsou v těchto horninách výrazně

ochuzeny. Rylity a granofyr mají velmi podobné trendy se slabě nabohacenými LILE, zatímco HFSE odpovídají hodnotám v ORG. Normalizované hodnoty obsahu REE (obr. 4) ukazují téměř totožné trendy granofyru a rylitů, kdy REE jsou jen slabě frakcionovány ($La_N/Yb_N = 1,8-2,9$) s negativní Eu anomálií ($Eu/Eu^* = 0,37-0,47$). Vzorek porfyru má dobře frakcionované REE ($La_N/Yb_N = 37,8$) bez zřetelné Eu anomálie. Vzorek granitu ukazuje zajímavý trend s ochuzením o lehké i těžké REE s výraznou negativní Eu anomálií ($Eu/Eu^* = 0,04$).

Diskuze a závěr

Většina granitů vzniká pomalým samostatným růstem krystalů křemene a dvou živců za podmínek blízkých equilibriu a za dostatečného tlaku vody (Tuttle – Bowen 1958). Při vmístění blízko povrchu dochází často k rychlému úniku fluid, které vede k snížení tlaku a rychlému podchlazení taveniny. Za těchto podmínek místo jednotlivých krystalů dochází k paralelnímu růstu křemene a alkalických živců vedoucímu ke vzniku granofy-



Obr. 6: Srovnání obsahu radioaktivních prvků v krabicovém diagramu pro studované horniny. Počet vzorků je v závorce.
Fig. 6: Correlation of radioactive elements for studied rocks in box plots. Number of samples in brackets.

rických srůstů, které často krystalizují kolem již existujících fenokrystů (Shelley 1992). Lowenstern et al. (1997) dává vývoj granofyrických textur v pleistocenním vulkanickém centru Alid v sv. Africe do hloubky 1,4–3,4 km.

Geotektonická klasifikace ukazuje na rozdílnou pozici hornin. Granofyr padá spolu s ryolity v diagramu Pearce et al. (1984) na hranici pole vnitrodeskových hornin s granity oceánských hřbetů a liší se tak od vzorku porfyru a granitu, které padají na hranici synkolizních granitů a granitů vulkanických oblouků (obr. 5). Poměr Th/Ta je v granofyru (5,39) a je podobný jako v ryolitech (5,33 a 6,29) a uvedené horniny tvoří v diagramu Ta/Yb vs. Th/Ta (Schandl – Gorton 2002) opět shluk na hranici polí vnitrodeskových vulkanitů a aktivního kontinentálního okraje. V granitech je poměr Th/Ta zřetelně nižší (3,18) u porfyru naopak vyšší (7,71).

Pro korelaci hornin je velmi instruktivní trend normalizovaných obsahů REE (obr. 4). Zatímco porfyr má velmi frakcionovanou křivku bez zřetelných anomálií, granit s granátem mají neobvyklý trend s nabohacením o středně těžké vzácné zeminy, ochuzením o LREE a vý-

raznou negativní anomálií. Tato křivka je pravděpodobně ovlivněna přítomností granátu a hydrotermální alterací horniny. Podobné trendy popsali Leichmann – Höck (2008) z granitu typu Hlína. Granofyr zcela kopíruje trendy v ryolitech, plochý trend ukazuje na malou frakcionaci REE. Přestože existují rozdíly v chemismu hlavních prvků, na základě obsahu stopových prvků lze hledat paralelu mezi granofyrickými granity a prekambričovými ryolity metabazitové zóny. Nevýrazný posun v obsahu radioaktivních prvků (obr. 6) může být způsoben pozdějšími alteracemi. Granofyry tak mohou reprezentovat subvulkanický ekvivalent ryolitů metabazitové zóny brněnského masivu. Výskyty granofyrů ve vazbě na bazické horniny nebo i ofiolity popisují například (Al-Shanti et al. 1984) nebo (Shortland et al. 1996)

Poděkování

Prezentovaná data byla získána v rámci interního úkolu ČGS Základní geologické mapování území České republiky 1 : 25 000 – oblast Brněnsko. Recenzentu děkujeme za připomínky, které vedly ke zkvalitnění rukopisu.

Literatura

- Al-Shanti, A. M. S. – Abdel-Monem, A. A. – Marzouki, F. H. (1984), Geochemistry, petrology and Rb-Sr dating of trondhjemite and granophyre associated with Jabal Tays Ophiolite, Idsas area, Saudi Arabia. – *Precambrian Research*, 24 (3–4), 321–334.
- Barker, D. S. (1970): Compositions of Granophyre, Myrmekite, and Graphic Granite. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 3339–3350.
- Boynnton, W. V. (1984), Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: P. E. Henderson (ed), *Rare Earth Element Geochemistry*. – Elsevier, Amsterdam, 63–114.
- Cox, K. G. – Bell, J. D. – Pankhurst, R. J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks. – George Allen & Unwin., London, pp. 450.
- Dudek, A. – Weiss, J. (1963): Západo-moravské krystalinikum. – Sbor. XIV. sjezdu Spol. pro min. a geol., 5–18.
- Finger, F. – Hanžl, P. – Pin, C. – Von, Q. A. – Steyrer, H. P. (2000a): The Brunovistulian, Avalonian Precambrian sequence at the eastern end of the Central European Variscides? In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (eds): *Orogenic Processes, Quantification and modelling in the Variscan Belt*. – Geological Society, London, Special Publication, 179, 103–112.
- Finger, F. – Tichomirowa, M. – Pin, C. – Hanžl, P. (2000b): Relics of an early-Panafrican metabasite-metarhyolite formation in the Brno Massif, Moravia, Czech Republic. – *Int. J. Earth Sci.*, 89, 328–335.
- Guidotti, C. V. (1984): Micas in metamorphic rocks. – *Reviews in Mineralogy*, 357–467.
- Hanžl, P. (1997): Structural profil through the Brno Massif. – EGSRE, IV, 1.
- Hanžl, P. – Melichar, R. (1997): The Brno Massif: A section through the active continental margin or a composed terrane? – *Krystalinikum*, 23, 33–58.
- Johannsen, V. (1962): A descriptive petrography of the igneous rocks. – Chicago Univ. Press, Chicago. 468 s.
- 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 Geosciences*, 53 (3–4), 281–305.
- Lowenstern, J. B. – Clyne, M. A. – Bullen, T. D. (1997): Comagmatic A-type granophyre and rhyolite from the Alid volcanic center, eritrea, northeast Africa. – *Journal of Petrology*, 38 (12), 1707–1721.
- Malý, J. – Weiss, J. (1987): Nově zjištěná ultrabazitová tělesa u Jinačovic v metabazitové zóně brněnského masívu. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 32, 2.
- O'Connor, J. T. (1965): A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. – In: US Geological Survey Professional Paper B525. – USGS, 79–84.
- Pearce, J. A. – Harris, N. B. W. – Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – *J. Petrology*, 25, 956–983.
- Peccerillo, A. – Taylor, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey – *Contrib Mineral Petrol* 68, 61–81.
- Sedlák, J. (1993): Severní část brněnské aglomerace. Tíhové měření 1 : 25 000. – MS, Geofyzika Brno.
- Shelley, D. (1992): *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. – Chapman & Hall, 445 str.
- Shortland, R. A. – Salmon, S. – Rowthorn, G. – Regan, P. F. (1996): Coexisting acid and basic magmas of the Elizabeth Castle igneous complex, Jersey, Channel islands. – *Geoscience in South-West England*, 9 (1), 121–126.
- Schandl, E. S. – Gorton, M. P. (2002): Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. – *Economic Geology*, 97 (3), 629–642.
- Tuttle, O. F. – Bowen, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . – *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, 1–151.
- Zapletal, K. (1928): Geologie a petrografie okolí brněnského. – *Čas. Mor. Zem. Muz.*, 25, 67–111.

MINERALOGIE APOFYLLIT-PREHNITOVÝCH ŽIL ZE SKARNŮ U BLUDOVA

Mineralogy of apophyllite-prehnite veins from skarns near Bludov

Richard Knecht, Zdeněk Losos

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

(14-41 Šumperk)

Key words: alpine veins, apophyllite, prehnite, epidote, skarn, Silesicum

Abstract

Mineralogy of the new find of apophyllite-prehnite vein from Ca-skarn in quarry at Bludov near Šumperk was studied, using microscopy, WDX-analysis and X-ray powder diffraction. Up-to 5 cm thick vein is composed of dominant green prehnite and younger white apophyllite, both in coarsegrained aggregates. Accessory minerals of the vein are the oldest hydrothermal epidote, young calcite, and relicts of grossular (with 30–43 % andradite) and pyroxene from host skarn. Prehnite vein changes into quartz vein. Apophyllite is practically pure end-member (97–99 % fluorapophyllite) and according to X-ray analysis is not albitized. Higher contents of F (0.04–1.46 wt. %) are typical for all vein minerals (prehnite, epidote) and relicts of garnet and diopside, which indicates high activity of F in fluids. More generation of prehnite were identified. The studied apophyllite-prehnite vein of the „Alpine type“ crystallized from low-temperature hydrothermal solutions of local origin.

Úvod

Roku 2008 našel S. Solnička v „Novém lomu“ u Bludova zajímavé ukázky alpské žilné mineralizace. Jednalo se o vzorky žíly o mocnosti do 5 cm, tvořené převážně zeleným prehnitem a podružným bílým štěpným minerálem, který jsme později určili jako apofylit.

V rámci bakalářské práce prvního z autorů byla tato mineralizace podrobně prostudována (Knecht 2010). Na podzim roku 2009 jsme navštívili danou lokalitu, provedli fotografickou dokumentaci současného stavu lomu a v něm zastížené hydrotermální žíly alpského typu.

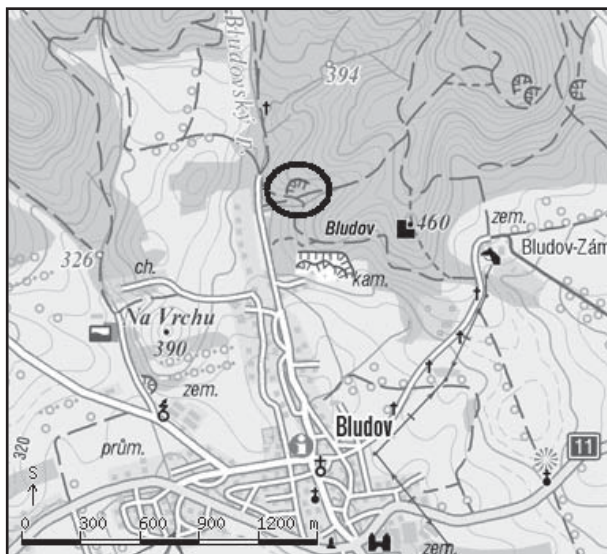
Z reprezentativních vzorků nalezené žiloviny byly zhotoveny leštěné výbrusy (RK1, RK2), které byly zkou-

mány mikroskopicky a na skenovacím elektronovém mikroskopu Cameca SX 100 na Ústavu geologických věd Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity (analytik P. Gadas). Na stejném pracovišti byla provedena také RTG-prášková difrakce na transmisním difraktometru STOE, typ STADI-P (načetl V. Vávra). Výsledky jsme zpracovali softwarem STOE VisualX-Pow a difrakční spektra byla porovnána s databází difrakčních spekter minerálů PDF-1, 2.

Geografie a geologie lokality

Lokalita Bludov – Nový lom se nachází na severním okraji obce Bludov v zalesněném terénu (obr. 1), přibližně 3 km z. od okresního města Šumperk.

Lomy na vápenato-silikátové horniny byly otevřeny u Bludova již v 19. století a těžba probíhala až do počátku 20. století. V letech 1989–1991 zde probíhal vyhledávací průzkum na wollastonit (Chrt et al. 1991) a byl otevřen



Obr. 1: Situační mapka zájmové lokality, upraveno podle SHOCart (2011).

Fig. 1: Situation map of interest locality, arranged by SHOCart (2011).



Obr. 2: Stav „Nového lomu“ k 6.10.2009. Výskyt alpské žíly označen šipkou. Foto R. Knecht.

Fig. 2: Situation in „Nový lom“ to 6.10.2009. Alpine vein occurrence is marked by arrow. Photo by R. Knecht.

Nový lom. V současnosti v lomu probíhá příležitostná těžba skarnu (obr. 2), v horní partii jsou odkryty nadložní svory. Nález studované alpské žíly pochází ze spodní etáže z levé (západní) části lomu.

Zájmová oblast je situována v jižní části keprnické skupiny, která je součástí silezika. Je známa výskytem vápenato-silikátových hornin, které však patří samostatně kře hornin skupiny Branné, označené dříve Mísařem (1958) jako hrabenovský ostrov skupiny Branné. V zájmovém kamenolomu u Bludova jsou zastíženy vápenato-silikátové horniny (dříve označované jako erlany, či místním názvem „bludovit“), které zde podle vrtných prací tvoří dvě čočkovité paralelní polohy, konformně uložené v komplexu svorů, svorových rul a pararul. Čočky mají směr SVV–JJZ a jsou porušeny několika zpeřenými zlomy nižšího řádu směru SSV–JJZ, které patří k bludovskému zlomu.

Podle Chrtá et al. (1991) vznikly horniny skarnového typu kontaktně metamorfni přeměnou relativně čistých vápenců při intruzi šumperského granodioritového masivu. Méně zastoupené erlany, především v jejich nadloží, vznikly přeměnou nečistých vápničných sedimentů.

Petrografickým studiem vápenato-silikátových hornin z Bludova a jejich horninotvorných minerálů se zabývala Gálová (1996) a rozlišila 5 základních typů hornin: granát-wollastonitovou skalinu, granátovou skalinu, erlany, kalcitový mramor a stromatity. Chemismus skarnových granátů odpovídá grosuláru s 10–40% andraditové komponenty dle typu skarnu.

Žíly alpského typu byly ve vápenato-silikátových horninách na lokalitě nalezeny na puklinách a v poruchových systémech (Knecht 2010, Gramblička 2005). Gramblička (2005) uvádí ve skarnech a mramorech málo mocné žilky a kůry (do 1 cm), s vrstevnatou stavbou, které jsou tvořeny několika generacemi apofylitu a kalcitu. Apofylit je hrubě krystalický, kdežto kalcit jemnozrný. Pro mocnější žíly jsou charakteristické časté drúzové dutiny s dokonalými krystaly apofylitu až 8 mm velkými, dále s krystaly kalcitu.

Podle klasifikace Bernarda et al. (1981) patří popisované žíly z Bludova k minerální asociaci alpských žil typu C, tedy s převládajícími fázemi s vysokým obsahem Ca. Fišera (2000) ve svém přehledu lokalit alpských paragenzí v ČR Bludov neuvádí.

Mineralogická charakteristika žíly

Studovaná alpská žíla se liší svým minerálním složením a texturou od žil (puklinových mineralizací), které na dané lokalitě popsal Gramblička (2005). Je tvořena zejména masivním, hrubě štěpným, světle zeleným **prehnitem**, v menší míře je zastoupen také křídově bílý štěpný

apofylit v agregátech až 3 cm velkých, lokálně je přítomen **epidot a křemen**.

V malém množství se v žíle objevují i minerály, vyskytující se také v okolních skarnech. Jedná se především o granát a diopsid. Mocnost zkoumané prehnitové žíly je přibližně 4–5 cm, celou výplň tvoří již zmíněné minerály, dutiny nebyly zjištěny. Okraje žíly jsou ohraničeny velmi ostře vůči okolnímu skarnu.

Ve výbrusech vzorků žíly převažují monominerální štěpné agregáty prehnitu, podružný je mladší apofylit, který se tvarově přizpůsobuje prehnitu. Omezení jednotlivých krystalů prehnitu se mikroskopicky jeví jako xenomorfní (hypautomorfní), někdy je znatelný typický vějířovitý vývin agregátů. Dobře pozorovatelné je sektorové zřášení, pro tento minerál typické. V XPL vykazuje prehnit velmi široké interferenční barevné spektrum, od modré přes žlutou až k růžové.

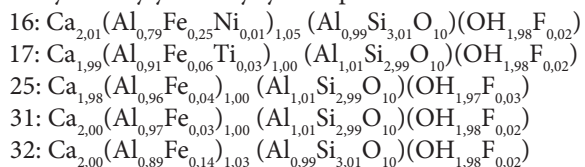
Prehnit byl určen práškovou RTG-difrakční analýzou pomocí 23 difrakcí, identifikovaných srovnáním s databází PDF-1. Difraktogram prehnitu neobsahoval žádné jiné fáze.

	Prehnit					Apofylit					
	16	17	25	31	32	18	19	21	23	26	28
SiO ₂	42,76	43,08	43,34	43,48	43,24	51,33	51,14	50,84	51,02	50,96	51,48
CaO	26,71	26,69	26,84	27,11	26,79	23,94	24,06	23,86	24,09	23,60	24,39
Al ₂ O ₃	21,51	23,50	24,19	24,52	22,99	0,44	0,44	0,70	0,48	0,51	0,13
FeO	4,18	1,07	0,69	0,48	2,45	0,05	0,06	0,04	0,05	0,03	n.d.
NiO	0,09	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	0,01	0,03	0,01
F	0,09	0,09	0,16	0,07	0,07	2,11	2,08	2,04	2,07	2,13	2,20
ZnO	0,06	0,02	n.d.	0,02	0,01	n.d.	0,02	0,03	n.d.	n.d.	n.d.
P ₂ O ₅	0,03	n.d.	0,02	0,01	n.d.	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01
TiO ₂	0,03	0,49	0,04	0,05	0,02	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.
V ₂ O ₃	0,03	0,01	n.d.	n.d.	0,02	0,01	n.d.	0,02	n.d.	0,02	n.d.
Na ₂ O	0,01	0,07	n.d.	0,03	n.d.	0,53	0,61	0,67	0,49	0,21	0,25
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,02	n.d.	3,93	3,63	3,42	3,95	4,29	4,69
Cl	0,01	n.d.	0,03	n.d.	n.d.	0,01	0,01	0,01	n.d.	0,02	0,01
MnO	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	n.d.	n.d.	0,04	0,01	0,03	n.d.
BaO	0,01	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	0,07	n.d.
MgO	n.d.	0,01	0,01	n.d.	0,02	0,01	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.
Cr ₂ O ₃	n.d.	0,01	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,01	n.d.	n.d.
Celkem	95,54	95,06	95,37	95,82	95,65	82,41	82,08	81,69	82,23	81,92	83,16

Tab. 1: WDX-chemické analýzy prehnitu a apofylitu ze zkoumané žíly. n.d. = pod mezí detekce.

Tab. 1: WDX-chemical analyses of prehnite and apophyllite from the studied vein. n.d. = not detected.

Po přepočtu WDX-analýz prehnitu (tab. 1) na sumu 11 kyslíků byly získány tyto empirické vzorce:

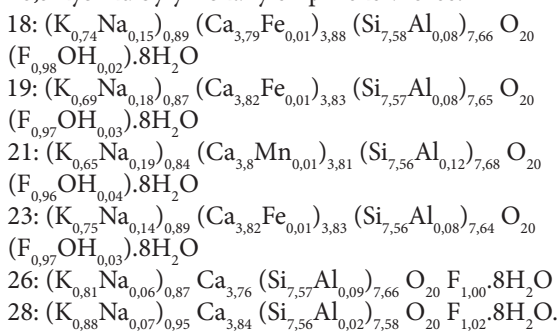


Apofylit v alpských žilách z Bludova tvoří dle literárních údajů drúzy nedokonale vyvinutých krystalů v otevřených trhlinách skarnu (Gramblička 2005). U studované apofylit-prehnitové žíly tomu tak ale není. Zde apofylit tvoří, podobně jako prehnit, celistvé až hrubě štěpné agregáty. Individua apofylitu bez krystalového

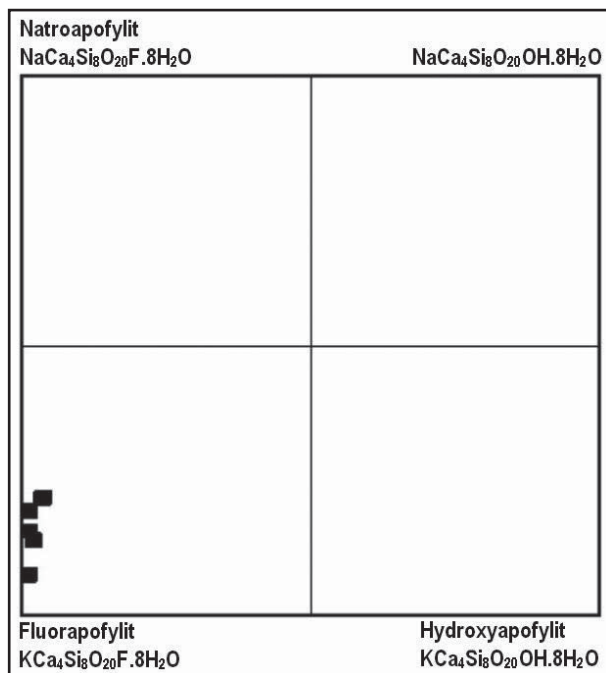
omezení dosahují v agregátech velikosti do 1 cm. Barva je křídově bílá a lesk skelný až perleťový. Omezení individuí apofylitu je i mikroskopicky xenomorfní, v XPL má typickou hnědavou až nažloutlou interferenční barvu.

RTG-difrakční analýza apofylitu neprokázala žádné jiné fáze v práškovém preparátu. Při srovnání s apofylity z databáze difrakčních spekter PDF-1,2 odpovídá apofylit z Bludova (32 difrakcí) nejlépe fluorapofylitu (Card19-0082). Tuto klasifikaci dokládají i zpřesněné mřížkové parametry fluorapofylitu z Bludova (Wernerovská procedura software STOE + Refine Cell, pro výpočet použito 17 difrakcí): $a=8,9764$ (4) Å, $c=15,814$ (2) Å, $V=1274,2$ (1) Å³. Strunz – Nickel (2001) uvádějí mřížkové parametry fluorapofylitu: $a=8,96$ Å, $c=15,80$ Å.

Po přepočtu WDX-analýz apofylitu (tab. 1) na sumu 20,5 kyslíků byly získány empirické vzorce:



Ve skupině apofylitu dnes existují 3 chemicky odlišné minerály (Strunz – Nickel 2001): natroapofylit $NaCa_4[F/(Si_4O_{10})_2].8H_2O$, fluorapofylit $KCa_4[F/(Si_4O_{10})_2].8H_2O$ a hydroxyapofylit $KCa_4[OH/(Si_4O_{10})_2].8H_2O$. V diagramu chemického složení skupiny apofylitu (obr. 3) odpovídají analyzované body zkoumané fáze fluorapofylitu (97–100 %

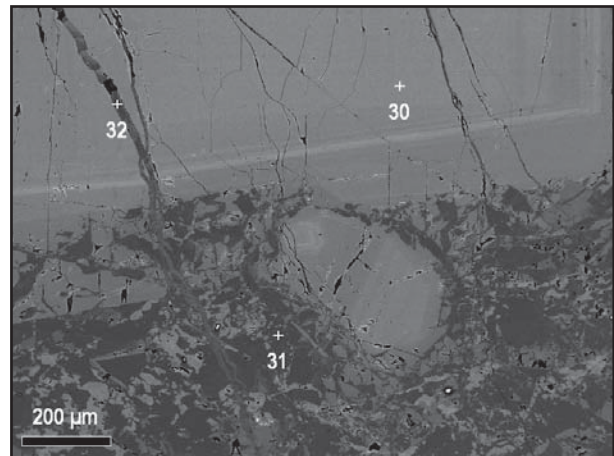


Obr. 3: Diagram chemismu skupiny apofylitu s vyznačením analýz vzorků z apofylit-prehnitové žíly.

Fig. 3: Diagram of apophyllite group chemistry with marked analyses of apophyllite-prehnite vein specimens.

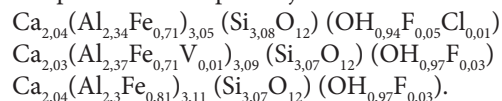
F apfu v pozici F-OH) s malým podílem natroapofylitové komponenty (7–18 % apfu v pozici jednomocného kationtu).

Epidot vytváří rozptýlené, do 2 mm velké hypautomorfní až automorfní krystaly tmavě zelené barvy, které bývají nahloucheny jen v určitých okrajových partiích apofylit-prehnitové žíly. Mikroskopicky epidot často dvojčatí, ve vzorku RK2 má epidot velmi pěkně viditelnou zonálnost a je prorůstán mladšími prehnitovými žilkami. Epidot bývá obvykle korodován, prorůstán a zatlačován jak prehnitem, tak i apofylitem (obr. 4).



Obr. 4: BSE-fotografie minerální asociace prehnitové žíly. Zonální epidot (30), mladší prehnit (31) a nejmladší prehnitová žilka (32).
 Fig. 4: BSE-photo of prehnite vein mineral association. Zonal epidote (30), younger prehnite (31) and the youngest prehnite veinlet (32).

Po přepočtu WDX-analýz epidotu na sumu 12,5 kyslíků byly získány empirické vzorce, které jsou zajímavé vstupem fluoru do pozice jednomocného aniontu:



V akcesorickém množství jsou v apofylit-prehnitové žilovině zastoupena hypautomorfní až xenomorfní zrna **granátů** hnědočervené barvy (1–2 mm velká), která tvoří shluky v některých partiích žíly. Dle bodové WDX-analýzy jde o grosulár s 30–43 % andraditové komponenty. Granáty asociují s prehnitem a epidotem. Mikroskopicky byly dále zjištěny kalcit, diopsid (složení Di 67 %, Hd 30 %, johansenit 3 %) a zirkon.

Naopak **křemen** je na některých úsecích prehnitové žíly hojným minerálem, může i zcela převládat nebo je naopak vzácný (vzorek RK1). Patří k mladším minerálům žil, v křemenem bohaté části žíly se jeví dokonce jako mladší než apofylit. Většinou ale křemen bývá prehnitem a apofylitem obrůstán a zatlačován.

Diskuze

Prehnit byl ve vápenato-silikátových horninách u Bludova popsán poprvé Kučerou (1923) jako vzácnost ve formě malých tabulkovitých vínově žlutých krystalů, vy-

skytujících se v dutinách rozvětralé horniny. Ze zájmového kamenolomu je znám také starší nález prehnitu z alpské parageneze, ale jednalo se pouze o akcesorické množství (Gramblička 2005).

Naopak nově nalezená žíla, kterou jsme studovali, je tvořena převážně prehnitem a apofylitem a neobsahuje mineralizované trhliny či dutiny.

Také apofylit byl již dříve znám z lokality ve formě kůr a drúz drobných krystalků na puklinách (Ježek 1912, Burkart 1953, Gramblička 2005), kdežto v apofylit-prehnitové žíle tvoří monominerální štěpné agregáty až několik cm velké. Jedná se tedy o doposud nepopsaný typ alpské parageneze na dané lokalitě.

V rámci ČR byly velmi podobné žíly nalezeny druhým z autorů v zaváženém kamenolomu ve skarnech v Mladé Vožici. Rámcově podobné, ale zonální alpské žíly jsou známy například z Libodřic a Markovic, kde je prehnit také dominantním minerálem ve složení žil a často krystaluje do dutin. Ovšem na těchto lokalitách se žíly vyskytují i v amfibolitech (Bernard et al. 1981).

Ve sledované žíle z Bludova se v malém množství objevují i starší minerály, vyskytující se běžně v okolních skarnech. Jedná se o granát a diopsid, což může být způsobeno odtržením minerálních zrn okolní horniny při průniku hydrotermálních roztoků a jejich začleněním do mineralizace žíly. Tuto interpretaci poněkud komplikují mikrosondou prokázané zvýšené obsahy fluoru v granátu (0,39–1,46 hmot. %), které indikují podstatný vliv fluid při krystalizaci. Na druhé straně zrna diopsidu v žíle fluor neobsahují. Horninové granáty skarnů nebyly zatím analyzovány na fluor, je známo pouze jejich složení (Gálová 1996), které je rámcově podobné granátům z apofylit-prehnitové žíly.

Z mikroskopického studia alpské žíly jasně vyplývá, že nejstarší hydrotermální minerální fázi zde byl epidot, který bývá lokálně poměrně silně alterován a zatlačován mladším prehnitem. Apofylit je nejmladší minerální fázi asociace. Navíc zde muselo dojít k více fázím přínosu fluid, jelikož se objevuje ještě další mladší generace prehnitu (obr. 4), která protíná jak zrno epidotu, tak i starší prehnit. Mladší prehnit obsahuje 0,14 apfu Fe, kdežto starší generace prehnitu pouze 0,03 apfu Fe.

Literatura

- Bernard, J. H. – Čech, F. – Dávidová, Š. – Dudek, A. – Fediuk, F. – Hovorka, D. – Kettner, R. – Koděra, M. – Kopecký, L. – Němec, D. – Paděra, K. – Petránek, J. – Sekanina, J. – Staněk, J. – Šimová, M. (1981): Mineralogie Československa. – 2. vydání, Academia Praha, 645 str.
- Fišera, M. (2000): Alpská parageneze – klasifikace, typy a naleziště v České republice. – Bull. mineral. petrolog. Odd. Nár. Muz., 2000, 8, 23–40. Praha.
- Burkart, E. (1953): Moravské nerosty a jejich literatura. Mährens Minerale und ihre Literatur. Nakl. ČSAV, Praha, 1–1004.
- Gálová, M. (1996): Mineralogické a petrografické studium vápenato-silikátových hornin z Bludova. – MS, diplomová práce, PŘF MU, Brno. 1–59.
- Gramblička, R. (2005): Alpské žíly se zeolity z vápenatosilikátových hornin u Bludova. – MS, bakalářská práce, PŘF MU, 1–30. Brno.
- Chrt, J. – Slezák, L. – Váňa, J. (1991): Ložisko wollastonitové suroviny v Bludově u Šumperka. – Geol. průzk., 33, 12, 357–361. Praha.
- Ježek, B. (1912): Dva nové nálezy minerálů na Moravě a ve Slezsku. – Sbor. Klubu přírod. v Praze za rok 1911, 42, 1–5. Praha.
- Knecht, R. (2010): Mineralogie prehnitových žil ze skarnů u Bludova. MS, bakalářská práce, PŘF MU, 1–28. Brno.
- Kučera, B. (1923): Seznam nerostů moravských a jich nalezišť. – Sbor. Klubu přírodov. v Brně za rok 1922, roč. V, 1–204. Brno.
- Mísař, Z. (1958): Stratigrafie, tektonika a metamorfóza krystalinických sérií jižní části keprnické klenby. – Rozpr. Čs. Akad. Věd, 68, 13. Praha.
- SHOCart, spol. s.r.o. (2011): Mapy.cz. – <http://www.mapy.cz/#mm=TP@x=138885376@y=135543552@z=12>; 8.3.2011.
- Strunz, H. – Nickel, E. H. (2001): Strunz mineralogical tables. – 9th ed., 1–870. Stuttgart.

Závěr

Příspěvek se zabývá mineralogickým výzkumem nově nalezené apofylit-prehnitové žíly, která byla odkryta těžbou Ca-skarnů v „Novém lomu“ v Bludově v letech 2008–2009. Žíla má mocnost maximálně 5 cm a je tvořena hrubě štěpnými agregáty prehnitu a apofylitu. V malém množství obsahuje také makroskopicky viditelný epidot a akcesoricky grosulár. Prehnitová žíla přechází do mocnější křemenné žíly.

Prehnit i apofylit byly určeny RTG-práškovou difrakcí a mikrosondou. Apofylit není albinizován. Bodové WDX-analýzy dokumentují čistý prehnit, apofylit klasikačně odpovídá fluorapofylitu (97–100 % F apfu v pozici F-OH) s malým podílem natroapofylitové komponenty (7–18 % apfu v pozici jednomocného kationtu).

Fluor byl v množstvích 0,04 až 1,46 hmot. % potvrzen i v dalších žilných minerálech (prehnit, epidot, reliktní granát), což ukazuje na vysokou aktivitu fluoru ve fluidech.

Z mikroskopického studia vyplývá, že nejstarší hydrotermální fázi alpské žíly byl epidot. Reliktní minerály okolních skarnů v žíle reprezentují granát a pyroxen. Starší minerály jsou často korodovány a protínány mladším prehnitem a apofylitem, které tvoří nejmladší a zároveň dominantní fáze žíly. Bylo rozpoznáno také více generací prehnitu, lišících se i chemickým složením. Muselo tedy dojít k více stadiím přínosu roztoků a vývoji jejich chemismu. Mezi mladší minerály žíly můžeme zařadit také křemen a kalcit.

Apofylit-prehnitová žíla alpského typu vznikla z nízkoteplotních hydrotermálních fluid lokálního původu. Dokumentační vzorek je uložen ve sbírkách Ústavu geologických věd PŘF MU v Brně.

Poděkování

Autoři děkují S. Solníčkovi za poskytnutí informace o nálezu a původního vzorku žíly. P. Gadasovi jsme zavázáni za provedení mikrosondových analýz a BSE-fotodokumentace. V. Vávrovi děkujeme za načtení difraktogramů vzorků. Práce byla podpořena výzkumným záměrem MSM0021622412.

KONTRASTNÍ TYPY FLUID V INKLUZÍCH KŘEMENŮ Z ALPSKÉ PARAGENEZE Z OBLASTI SOBOTÍNSKÉHO MASIVU

Contrast types of fluids in inclusions of the quartz from the Alpine paragenesis of the Sobotín Massif

Martin Kontár

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 175787@mail.muni.cz

(14-42 Rýmařov)

Key words: Silesicum, quartz, fluid inclusions, fluids

Abstract

Vernířovice and Krásné u Hraběšic as famous sites with quartz crystals are located in the Silesicum, in close proximity, respectively inside the Sobotín Massif. Occurrences of low-temperature mineral association, connected with metamorphism of the Late Variscan age, are known at the both sites. Quartz crystals were studied using fluid inclusions. Complex aqueous systems up to 5 mass % NaCl with CO₂ were recorded at both locations. Due to the petrography – distinct ratios of aqueous solution and CO₂ of fluid inclusions can be assumed that the crystals were formed from a heterogeneous fluid. The temperature and pressure of crystal forming were estimated at cca 240–310 °C and 40–110 MPa with respect to the $T_{h,tot}$ in the range 220–315 °C. The presence of high saline solution with CaCl₂ in inclusions is most likely interpreted as secondary fluids trapped in quartz. This type of fluids is defined as Post Variscan in the region.

Úvod

Studované lokality leží v sileziku, spadají do desenské skupiny, jež patří k předdevonskému patru silezika. V okolí sobotínského bazického masivu jsou známé výskyty s „alpskou paragenézou“. Horninové prostředí v okolí těchto výskytů je tvořeno převážně monotónními biotitickými a dvojslídnyými rulami, místy s pestřejšími vložkami, např. amfibolity, kvarcity, popř. erlány.

Vernířovice

Místo odběru vzorků je situováno cca 3 km vsv. od kostela ve Vernířovicích, na z. svahu Břidličné hory (1 358 m n. m.), v místě nazývaném Mísečky. Sládek (1973) popisuje až 15 cm velké krystaly křišťálů, jež se nejčastěji vyskytovaly v puklinách na chloritických rulách a horninách sobotínského bazického masivu. Tento se většinou stýká s předdevonskými faciemi silezika, a tak nelze vyloučit větší než paleozoické stáří některých jeho členů.

Při průzkumu roku 1895 zde Kretschmer odkryl puklinu porostlou křišťály 2–7 cm velkými. Na spodu pukliny pak ležely volné krystaly křišťálů až 14 cm dlouhé. Křišťály jsou doprovázeny převážně albitem, periklinovými srostlicemi, tabulkovitým černozeleým chloritem a světle žlutými krystaly titanitu až 0,5 cm velkými (Sládek 1973).

Krásné u Hraběšic

Minerály se nachází v lomu ležícím na sv. okraji osady Krásné, cca 4,5 km v. od Šumperka. Nej kvalitnější vzorky jsou spjaté převážně s polohami amfibolitů, případně jejich kontakty s biotitickými rulami. Tato lokalita je známá bohatším společenstvím minerálů alpské paragenéze (Staněk 1997).

Základní mineralogická charakteristika byla zpracována Sládkem (1973). Minerální asociace je tvořena především povlakem epidotu, titanitem, pyritem, chalkopyritem,

kalcitem, žilným křemenem a drobnými křišťalovými krystaly. Menší hnízda, jež se vyskytují v amfibolitu, pak bývají zcela vyplněna živcem a křemenem s epidotem, tmavozeleným až černým chloritem. Mezi významné nálezy se řadí např. až 16 cm dlouhé a 4 cm silné krystaly křišťálu, z nichž měly některé povlak z chloritu, případně chlorit vrostlý. Bohatší asociace, vázané na pukliny a menší dutiny, byly v lomu v Krásném nalezeny v první polovině 60. let 20. století. V nedávné době byly spolu se zeolity nalezeny rovněž velké krystaly křemene, s oboustranným ukončením, porušené naleptáním či zvětráváním (Morávek – ústní sdělení).

Dat ze studia fluidních inkluzí na těchto mineralizacích je poměrně málo. Vlastnosti fluidních inkluzí v blízkosti této lokality studoval P. Dobeš (Novotný – Zimák 2003). Fluidní inkluze studoval na šesti vzorcích tří lokalit, konkrétně se jednalo o dva vzorky z lokality Mísečky–„Hackschüssel“, dva vzorky z lokality Mísečky–sever a dva vzorky z lokality Schwarzgraben–Černý důl. Závěr této studie poukazuje na přítomnost fluidních inkluzí typu H₂O-CO₂-NaCl s T_h 330 až 380 °C a relativně nízkou salinitou vodné fáze, v rozmezí 1–5 hmot. % NaCl ekv. Stejní autoři studovali rovněž vzorky z kalcitu, v němž pozorovali inkluze s vodným roztokem a vysokou salinitou, jež se pohybovala mezi 17–19 hmot. % NaCl ekv.

Metodika

Pro mikrotermometrické studium byly z křišťalových křemenů zhotoveny oboustranně leštěné destičky o tloušťce 0,1–0,3 mm. Pro pozorování inkluzí byl použit mikroskop značky Nikon typového označení Eclipse 80i, jenž je opatřen pěticí objektivů Nikon LU PLAN ELWD. Mikroskop byl opatřen termometrickou komorou nesoucí označení THMSG 600. Jedná se o komoru umožňující používat teploty až do 600 °C. Aparatura byla

kalibrována pro teploty mezi -56,6 °C až 374,1 °C pomocí syntetických fluidních inkluzí. Jedná se o standardy CO₂ (T_m CO₂ = -56,6 °C), H₂O-NaCl (T_e = -21,2 °C), H₂O-KCl (T_e = -10,7 °C) a H₂O (T_m ice = 0,0 °C; T_{krit} = 374,1 °C). Přesnost měření je ± 0,2 °C při teplotách pod 0 °C a ± 1 °C při teplotách nad 0 °C.

Na vzorcích byly měřeny následující parametry: $T_{h\ tot}$ – teplota totální homogenizace, T_h – teplota homogenizace, T_m CO₂ – teplota tání CO₂, (T_m ice – teplota tání ledu, T_m hh – teplota tání hydrohalitu, T_m cla – teplota tání klatrátu CO₂, T_e – teplota eutektika, T_f – teplota finálního vymražení, F – (udává míru zaplnění inkluze, $F = L / L + V$ nebo $VCO_2 + LCO_2 / L + V$).

Salinity (uvedené v tabulkách) byly v případě systémů H₂O-NaCl a H₂O-NaCl-CaCl₂ spočítány jako ekvivalent hmotnostních % NaCl a vyšší salinity byly počítány jako extrapolace křivky ice + liquid + vapor podle Bodnara (1993) a v případě systému H₂O-CO₂-NaCl v programech ICE a BULK (Bakker 1997).

Fluidní inkluze

Vernířovice – primární inkluze

Typ V1 – H₂O-CO₂-NaCl

Tyto inkluze jsou ze všech typů této lokality největší, jejich velikost se pohybuje mezi 23 až 85 μm. Tvary mají většinou nepravidelné, občas zaoblené. Poměry jednotlivých fází jsou proměnlivé, obsah vodného roztoku se pohybuje většinou do 40 % celkového objemu inkluze, maximálně do 70 % ($F = 0,4-0,7$). Kapalná fáze CO₂ převažuje nad plynnou. Chemické složení bylo stanoveno na základě zjištěných T_h CO₂, T_m CO₂, T_m ice a T_m cla (viz tab. 1). Při homogenizaci došlo k dekrepitaci některých inkluzí a to v rozmezí hodnot 278–360 °C. Za laboratorní teploty měly inkluze složení L1 + L2 + V.

Typ V3 – CO₂

Inkluze tohoto typu byla ve vzorcích měřena jediná. Inkluze za pokojové teploty sestávala z kapalného a plynného CO₂ (L + V), měřila 20 μm a plynná fáze CO₂ zaujímala okolo 40 % objemu inkluze ($F = 0,6$). Vzhledem k předpokládanému zachycení inkluzí v prostředí heterogenního fluida se i v této inkluzi pravděpodobně nachází malé množství vodného roztoku. Během měření však fázové přechody s ním spojené nebyly pozorovány. Tyto inkluze se většinou vyskytovaly soliterně. U inkluze typu V 3 byly naměřeny pouze dva parametry – T_h CO₂ a T_m CO₂ (tab. 1).

Vernířovice – sekundární inkluze

Typ V2 – H₂O-NaCl-CaCl₂

Velikostí jsou tyto inkluze na lokalitě Vernířovice druhé největší, s hodnotami mezi 15 a 57 μm. Tvarově se jedná o nepravidelné inkluze. Vodný roztok zaujímá naprostou většinu objemu inkluze, většinou kolem 90 % či více, vyskytují se i jednofázové (L) inkluze ($F = 0,9-1$). Některé inkluze obsahují malé pevné fáze. Jedná se o inkluze většinou uspořádané v řadách. Chemický systém byl stanoven vzhledem k naměřeným hodnotám T_e okolo -52 °C. Fázové složení za pokojové teploty bylo L + V ± S.

Krásné u Hraběšic – primární inkluze

Typ K1: H₂O-NaCl

Jedná se o největší a nejčastější inkluze lokality, s velikostí mezi 15 a 130 μm. Tyto inkluze mají často pravidelné tvary odpovídající krystalografickým prvkům křišťálu. Nepravidelně omezena je menší část inkluzí tohoto typu. Nepatrná část inkluzí K 1 má v sobě uzavřenu i pevnou fázi (jedná se o jehličkovité útvary, případně o nazelenalé, hypautomorfně omezené minerální fáze). Některé inkluze postrádají plynnou fázi a jsou pouze jednofázové (L). Inkluze mají proměnlivé poměry fází ($F = 0,8-1$). Lépe ohraničené inkluze byly uspořádány ve skupinkách či jednotlivě, v liniích byly uspořádány inkluze s nepravidelnými tvary. Chemický systém byl určen na základě naměřených hodnot T_e v rozmezí -23 – -17 °C (tab. 2). Za laboratorní teploty bylo možné pozorovat tyto fáze: L ± V ± S.

Typ K2: CO₂

Druhý nejčastější typ inkluzí ve vzorcích. Při pozorování za laboratorní teploty sestávají pouze z plynného CO₂ nebo plynného a kapalného CO₂. Často jsou dobře omezeny, jde o nejmenší inkluze lokality, s velikostí 15 až 50 μm. Tyto inkluze bývají uspořádány především v řadách. V případě inkluzí typu K 2 byla vzhledem k tvaru a optickým parametrům inkluzí pozorována a měřena pouze metastabilní teplota vymrzání (T_f), na jejímž základě byl stanoven uzavřený chemický systém. Fázové složení za laboratorní teploty je V ± L.

Typ K3: H₂O-CO₂-NaCl

Fázovým složením se podobá předchozímu typu, liší se ale složením chemickým. Dominantní je plynná fáze, vodný roztok tvoří max. 10 % objemu inkluze ($F = 0,1$). Tyto inkluze často vykazují tvary reprezentující krystalo-

	Chemické složení	Fázové složení	$T_{h\ tot} / T_h$ (°C) rozsah	$T_{h\ CO_2}$ (°C) rozsah	$T_{m\ CO_2}$ (°C) rozsah	$T_{m\ ice}$ (°C) rozsah	$T_{m\ CLA}$ (°C) rozsah	T_e (°C) rozsah	T_f (°C) rozsah	Salinita (hmot. % NaCl ekv.)
V 1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	L1 + L2 + V	220 / 313	27,7 / 31,1 (L)	-57,4 / -56,7	-3 / -1,9	6,3 / 9,2	-	-95,6 / -95	1,54
N	-	-	4	28	22	7	23	-	22	Ø
V 2	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	L + V ± S	106 / 215	-	-	-19 / -14,9	-	-52	-81,6 / -65	18,6 / 21,7
N	-	-	8	-	-	7	-	2	6	7
V 3	CO ₂	L + V	-	29,9 (L)	-56,9	-	-	-	-91,5	-
N	-	-	-	1	1	-	-	-	1	-

Tab. 1: Rozpětí naměřených hodnot pro inkluze ve vzorcích z lokality Vernířovice. N vyjadřuje počet měření.

Tab. 1: The range of measured values for inclusions in the samples from the locality Vernířovice. N indicates the number of measurements.

	Chemické složení	Fázové složení	T_{hTOT}/T_h (°C) rozsah	T_{hCO_2} (°C) rozsah	T_{mCO_2} (°C) rozsah	T_{mICE} (°C) rozsah	T_{mCLA} (°C) rozsah	T_c (°C) rozsah	T_f (°C) rozsah	Salinita (hmot. % NaCl ekv.)
K 1	H ₂ O-NaCl	L ± V ± S	144 / 214	–	–	–5,5 / –2	–	–23 / –17	–23 / –17	3,4 / 8,5
N	–	–	19	–	–	23	–	22	22	23
K 2	CO ₂	V ± L	–	–	–	–	–	–	–95 / –92,7	–
N	–	–	–	–	–	–	–	–	5	–
K 3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	V + L	269 / 315	9,5 / 18 (V)	–57,4 / –56,7	–	7,2 / 7,9	–	–95,4 / –90	–
N	–	–	4	4	12	–	3	–	12	–

Tab. 2: Rozpětí naměřených hodnot pro inkluze ve vzorcích z lokality Krásné u Hraběšic. N vyjadřuje počet měření.

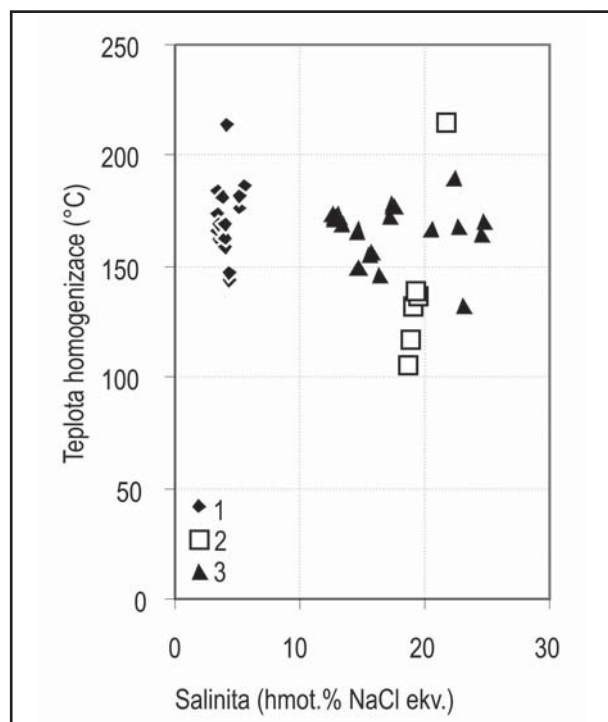
Tab. 2: The range of measured values for inclusions in the samples from the locality of the Krásné u Hraběšic. N indicates the number of measurements.

grafii hostitelského minerálu. Velikost měřených inkluzí tohoto typu se pohybovala v rozmezí hodnot 20 a 80 μ m. K dekrepitaci 4 inkluzí došlo mezi 308–332 °C. Chemický systém uzavřený v inkluzích K 3 byl stanoven s ohledem na měřené hodnoty T_hCO_2 , T_mCO_2 , T_mice a T_mcla (tab. 2). Při pozorování při +20 °C sestává inkluze z fází V + L.

Diskuze

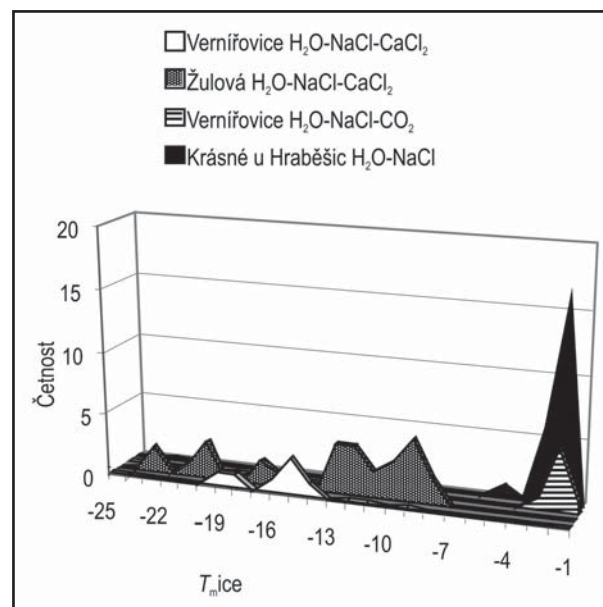
Parametry zjištěné na lokalitách nedaleko Vernířovic v případě autorů Novotný a Zimák (2003) zhruba odpovídají výsledkům této práce, i když T_h v práci Novotného a Zimáka je poněkud vyšší. Nutno ovšem poznamenat,

že v případě inkluzí, jež dekrepitovaly, by pravděpodobně byla obdobná. Zjištěné vysoké salinity u inkluzí typu V 2, v jejichž případě se zřejmě jedná o sekundární inkluze vzniklé pozdějším vstupem nízkoteplotních vysoko salinních fluid do prasklin v minerálu, jsou blízké salinitám, které zjistili Novotný a Zimák (2003) v kalcitech. Roztok s obdobnou salinitou (17,3 hmot. % NaCl ekv.), interpretovaný jako níže teplotní hydrotermální mineralizace, byl naměřen na lokalitě (obr. 1 a 2.) Andělské domky nedaleko Žulové (Kontár 2010). Obdobných hodnot se při studiu lokality Andělské domky dobrali Ďurišová (1990) a Novotný a Dobeš (1999). Hodnoty zjištěné prací Ďurišové jsou o něco vyšší, v případě autorů Novotného a Dobeše jsou hodnoty ekvivalentní. Kučera (2009) studoval inkluze v dolomitech Nížkého Jeseníku, jež měly obdobné salinity (v rozmezí 16,6 až 28,4 hmot. % NaCl), jejich T_h je však ještě nižší (64 až 148 °C).

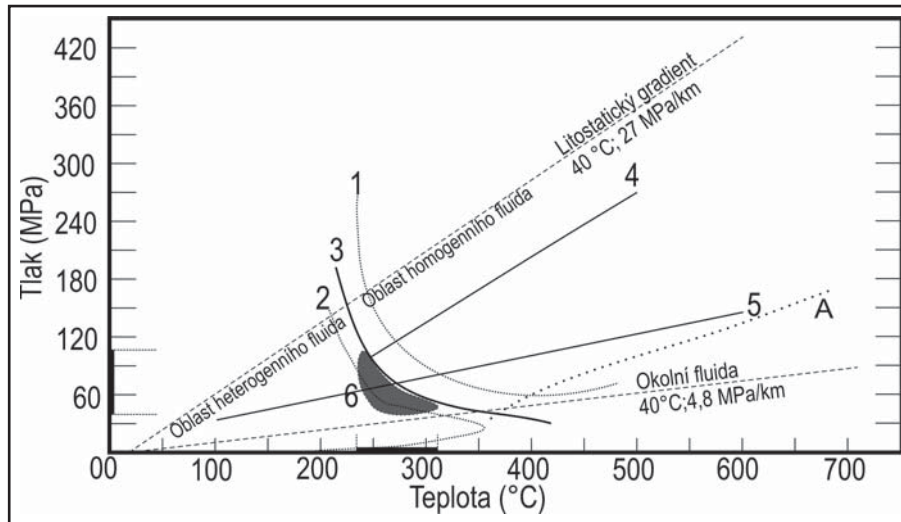


Obr. 1: Srovnání salinity a teploty homogenizace inkluzí s vodnými roztoky vzorků z lokalit Vernířovice, Krásné u Hraběšic a Žulová (Kontár 2010). 1 – Krásné u Hraběšic – Typ K1 (H₂O-NaCl), 2 – Vernířovice – Typ V2 (H₂O-NaCl-CaCl₂), 3 – Žulová (H₂O-NaCl-CaCl₂).

Fig. 1: The comparison of salinity and homogenization temperatures of inclusions with aqueous solutions of samples from localities Vernířovice, the Krásné u Hraběšic and Žulová (Kontár 2010). 1 – Krásné u Hraběšic – Type K1 (H₂O-NaCl), 2 – Vernířovice – Type V2 (H₂O-NaCl-CaCl₂), 3 – Žulová (H₂O-NaCl-CaCl₂).



Obr. 2: Teplota tání ledu zjištěná u jednotlivých typů inkluzí studovaných lokalit. U systémů bez CO₂ T_{mice} odráží salinitu, v případě systémů s CO₂ je skutečná salinita nižší, než by odpovídalo výpočtu z T_{mice} (vzhledem k přítomnosti klatrátů). Fig. 2: The temperature of ice melting found in various types of inclusions in the studied localities. For systems without CO₂ T_{mice} reflects salinity, for systems with CO₂ actual salinity is lower than would be by the calculation of the T_{mice} (due to the presence of clathrate).



Obr. 3: P-T diagram s podmínkami uzavření primárních inkluzí pro lokalitu Vernířovice. Terobarický litostatický gradient -40 °C, 27 MPa/km (určeno na základě hustoty okolních hornin - cca 2,7 g/cm³); terobarický hydrostatický gradient -40 °C, 4,8 MPa/km (určeno s ohledem na průměrnou hustotu zachycených fluid); Het. F. - oblast nemísitelnosti H₂O a CO₂; Hom. F. - pole homogenního fluida. A - kritická křivka pro systém o složení H₂O + 10 mol. % CO₂ + X hmot. % NaCl; 1 - izopleta H₂O + 10 mol. % CO₂ + 6 hmot. % NaCl; 2 - izopleta H₂O + 10 mol. % CO₂ + 0 hmot. % NaCl (Takenouchi - Kennedy 1964); 3 - izopleta H₂O + 10 mol. % CO₂ + 2 hmot. % NaCl; 4 - izochora inkluze H₂O-CO₂-NaCl (Bakker 1999), (Bowers - Helgeson 1983); 5 - izochora inkluze CO₂ (Span - Wagner 1996), izochory byly vytvořeny na základě průměrných hodnot pro jednotlivé systémy, procházejí polem odhadovaných P-T podmínek vzniku minerálu; 6 - odhadované podmínky vzniku krystalu. Vytvořeno dle Schmidt - Bodnar (2000).

(Takenouchi - Kennedy 1964); 3 - izopleta H₂O + 10 mol. % CO₂ + 2 hmot. % NaCl; 4 - izochora inkluze H₂O-CO₂-NaCl (Bakker 1999), (Bowers - Helgeson 1983); 5 - izochora inkluze CO₂ (Span - Wagner 1996), izochory byly vytvořeny na základě průměrných hodnot pro jednotlivé systémy, procházejí polem odhadovaných P-T podmínek vzniku minerálu; 6 - odhadované podmínky vzniku krystalu. Vytvořeno dle Schmidt - Bodnar (2000).

Fig. 3: P-T diagram with the trapping temperatures of primary inclusions for Vernířovice. Thermobaric lithostatic gradient -40 °C and 27 MPa/km (determined with regard to the density of surrounding rocks - about 2.7 g/cm³); thermobaric hydrostatic gradient -40 °C, 4.8 MPa/km (determined with regard to the average density of trapped fluids); Het. F. - field of the immiscibility of H₂O and CO₂; Hom. F. - field of a homogeneous fluid; A - critical curve for a system composed of H₂O + 10 mol. % CO₂ + X wt. % NaCl; 1 isopleth H₂O + 10 mol. % CO₂ + 6 wt. % NaCl; 2 - isopleth H₂O + 10 mol. % CO₂ + 0 wt. % NaCl (Takenouchi - Kennedy 1964); 3 - isopleth H₂O + 10 mol. % CO₂ + 2 wt. % NaCl; 4 - isochore H₂O-CO₂-NaCl inclusion (Bakker 1999), (Bowers - Helgeson 1983); 5 - isochore CO₂ inclusion (Span - Wagner 1996); isochores were created on the basis of average values for individual systems, goes through estimated field of P-T conditions of mineral formation; 6 - estimated conditions of mineral formation. Adapted after Schmidt - Bodnar (2000).

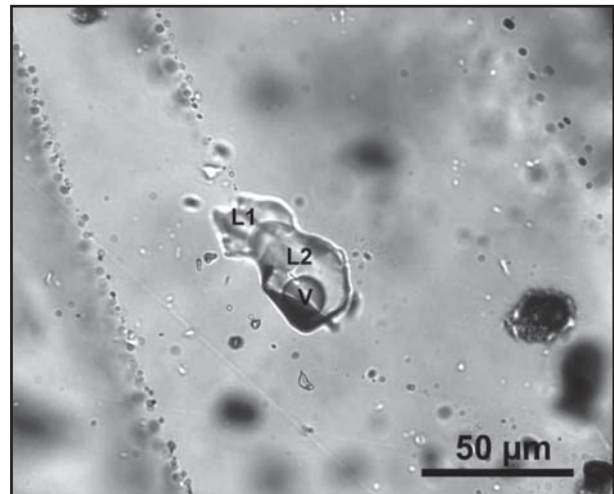
Novotný a Dobeš (1999) spojují vznik mineralizace alpského typu v okolí Vernířovic s hydrotermálními procesy v průběhu retrogradní fáze variské metamorfozy.

Při interpretaci podmínek vzniku křemenu z lokality Vernířovice byl brán zřetel na petrografické poměry - především rozdílné zastoupení jednotlivých fází v inkluzích, na základě něhož lze předpokládat, že v inkluzích byla uzavřena heterogenní fluida. Těmto podmínkám odpovídá oblast ležící vlevo od izoplety reprezentující vlastnosti uzavřeného systému o složení H₂O + 10 mol. % CO₂ + 2 hmot. % NaCl (obr. 3). Isochora inkluze se systémem CO₂ (typ V3, ve vzorcích byla měřena jako jediná tohoto typu) prochází odhadovanými podmínkami vzniku krystalu. Tato inkluze by mohla náležet ke stejné generaci fluid jako okolní inkluze, což průběh její izochory nevyklučuje, zároveň by však mohla být jiného stáří. Isochora inkluze H₂O-CO₂-NaCl s průměrnými hodnotami pro daný systém končí na izopletě oddělující oblast homogenního fluida od oblasti odhadovaných podmínek vzniku v heterogenní oblasti.

Litostatický a hydrostatický gradient vymezují teoretické hodnoty pro možné podmínky vzniku minerálu. Odhadovaná teplota a tlak vzniku hostitelského minerálu byly na základě petrografie inkluzí a naměřených dat odhadnuty na hodnoty mezi 240-310 °C, resp. 40-110 MPa.

Závěr

Vzorky křemene z lokalit Vernířovice a Krásné u Hraběšic byly podrobeny studiu fluidních inkluzí.



Obr. 4: Reprezentativní inkluze typu V1 z lokality Vernířovice. Chemický systém H₂O-CO₂-NaCl. L1 - vodný roztok, L2 - kapalné CO₂, V - plynné CO₂.

Fig. 4: Representative type V1 inclusions from locality Vernířovice. Chemical system H₂O-CO₂-NaCl. L1 - aqueous solution, L2 - liquid CO₂, V - vapor CO₂.

V případě obou lokalit byly zjištěny komplexní systémy H₂O-CO₂-NaCl (obr. 4). Rozdílné petrografické poměry - zastoupení jednotlivých fází - naznačují, že ke vzniku inkluzí ve vzorcích obou lokalit docházelo za P-T podmínek, během nichž bylo fluidum v inkluzích zachycené v heterogenním stavu. Roztoky obou lokalit měly nízké salinity (max. 6 hmot. % NaCl ekv.). V inkluzích byly po-

zorovány pevné fáze. V případě lokality Vernířovice byly zjištěny sekundární inkluze s roztokem $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ a vysokou salinitou.

Poděkování

Práce vznikla za využití recenzních připomínek Petra Dobeše a rad Marka Slobodníka. Práce je součástí záměru MSM0021622427.

Literatura

- Bakker, R. J. (1997): Clathrates: Computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrate melting temperatures. – *Comput. Geosci.*, 23, 1–18.
- Bakker, R. J. (1999): Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2-\text{NaCl}$ system. – *Chemical Geology*, 154, 225–236.
- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683–684.
- Bowers, T. S. – Helgeson, H. C. (1983): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ on phase relations in geological systems: equation of state for $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1247–1275.
- Ďurišová, J. (1990): Charakteristika nerostotvorného prostředí na vybraných lokalitách Jeseníků na základě studia fluidních inkluzí. – *Sbor. Geol. Věd. Řada LGM*, 29, 167–186. Praha.
- Kontár, M. (2010): Studium geneticky významných znaků křišťálových křemenů z vybraných lokalit. – MS, diplomová práce, PřF MU. Brno.
- Kučera, J. (2009): Povarské paleofluidní systémy v karbonských sedimentech Moravsko-slezského paleozoika. – MS, disertační práce, PřF MU. Brno.
- Novotný, P. – Dobeš, P. (1999): Žulová – Korálové jámy. Část II. – výzkum fluidních inkluzí. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* v r. 1998, 116–119. Brno.
- Novotný, P. – Zimák, J. (2003): Puklinová mineralizace alpského typu na lokalitách „Mísečky“ a „Černý důl“ u Vernířovic. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 58 (2003), 123–138.
- Schmidt, C. – Bodnar, R. J. (2000): Synthetic fluid inclusions: XVI. PVTX properties in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ at elevated temperatures, pressures, and salinities. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, 3853–3869.
- Sládek, R. (1973): Nerosty alpských žil v Hrubém Jeseníku. – *Zprávy VÚO*, 161, 6–22. Olomouc.
- Span, R. – Wagner, W. (1996) A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple-point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa. – *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 25, 1509–1596.
- Staněk, J. (1997): Dvě významné lokality křišťálu na severní Moravě. – *Minerál*, 6, 20–21.
- Takenouchi, S. – Kennedy, G. C. (1964): The binary system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ at high temperatures and pressures. – *Amer. J. Sci.*, 262, 1055–1074.

GAMASPEKTROMETRICKÁ CHARAKTERISTIKA LOKALIT PRIMÁRNÍ ZLATONOSNÉ MINERALIZACE V HORÁCH U PŘEDÍNA (ZÁPADNÍ MORAVA)

Gamma-ray spectrometry of localities of the primary auriferous mineralization at Hory near Předín (Western Moravia)

Tereza Potočková¹, Zdeněk Dolníček¹, Stanislav Houzar²

¹ Katedra geologie PřF UP, Tř. 17 listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: Tereza.Potockova@seznam.cz

² Mineralogicko-petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno; e-mail: shouzar@mzm.cz

(23-43 Telč)

Key words: Moldanubicum, rocks, auriferous quartz veins, gamma-ray spectrometry

Abstract

Gamma-ray spectrometry of field remnants after mining of the primary auriferous mineralization in quartz veins has been applied to the two localities ("Zákopy" and "Štůlně") in Hory near Předín. The average contents of K, eU and eTh at both localities are different ("Zákopy" – K 1,1–2,4%; eU 2,8–8,9 ppm; eTh 6,2–12,3 ppm; "Štůlně-pinky" – K 1,5–2,5%; eU 3,7–8,1 ppm; eTh 8,3–13,1 ppm; "Štůlně-pole" – K 1,0–1,9%; eU 2,6–5,1 ppm; eTh 6,8–9,7 ppm). In most cases, there is positive relation between Th-K, however, the opposite trend of U-K a Th-U occurs at locality "Štůlně-pole". This variability is caused by (1) different degree of hydrothermal alteration of surrounding rocks or (2) differences in lithology of rocks.

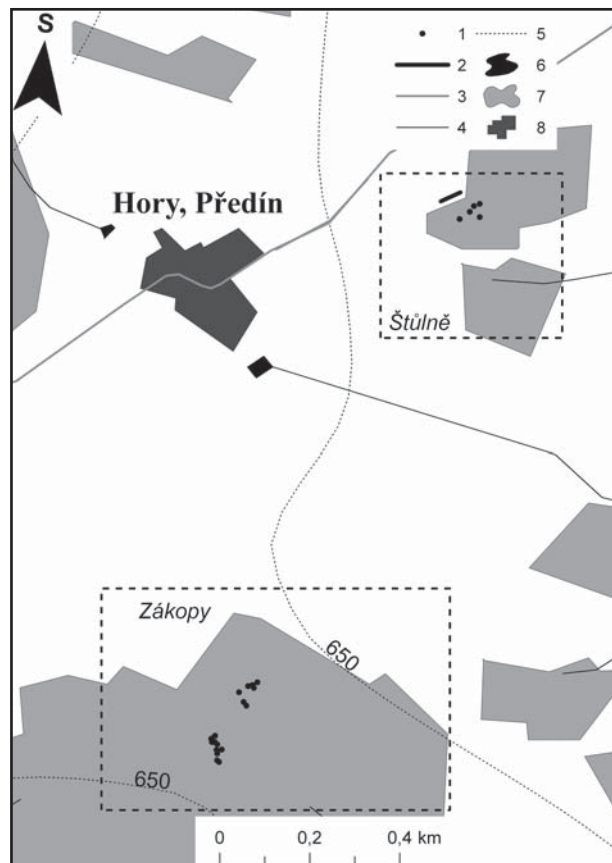
Úvod

V okolí Hor u Předína se nacházejí na několika místech pozůstatky po středověkém dobývání zlata (Koutek 1924). Zdejší výskyty byly předmětem geologického průzkumu (Veselý et al. 1988) a posléze byly podrobně zkoumány z hlediska archeologie, historie a mineralogie (Vokáč et al. 2008, Potočková et al. 2010, Potočková et al., v tisku). Předložený příspěvek doplňuje předchozí údaje o výsledky studia gamaspektrometrických charakteristik dvou lokalit v blízkosti Hor. Lokalita Hory-Zákopy se nachází asi 1 km j. od obce a je představována rozsáhlým pinkovým polem (Potočková et al., v tisku), lokalita Hory-Štůlně leží asi 0,5 km na SV od obce, na okraji lesa vpravo od silnice do Předína (Vokáč et al. 2008, obr. 1).

V zájmovém území zcela chybějí výchozy a materiál v odvalech po staré těžbě představuje z valné části jen jemný detrit s většími úlomky kvarcitů a žilného křemene. Úlomky rul, které by měly podle geologických map reprezentovat rovněž významnou součást horninového prostředí, se vyskytují jen sporadicky. V dané situaci může proto gamaspektrometrie přirozených radioaktivních prvků (K, eU a eTh) ve vytěženém materiálu přinést bližší informace o povaze horninového prostředí na různých lokalitách (např. zastoupení rul a kvarcitů), a případně i o alteračních procesech v okolních horninách, které provázely aktivitu rudonosných hydrotermálních roztoků.

Geologická charakteristika

Z hlediska regionálně-geologického členění patří zájmové území do moldanubika západní Moravy (Dudek et al. 1992). Základními horninami jsou biotitické a sillimanit-biotitické pararuly, lokálně migmatitizované s četnými vložkami kvarcitů, méně též amfibolitů (včetně amfibolizovaných eklogitů) a vápenatosilikátových hornin, hojně jsou žíly křemene, vzácnější metagranity



Obr. 1: Bližší lokalizace dílčích zájmových lokalit v okolí Hor u Předína a zaměřených pinkek (vytvoreno pomocí programu ArcGIS, podkladová data převzata z geoportálu Cenia). Legendu: 1 – pinky, 2 – profil, 3 – silnice 1. tř., 4 – vodní toky, 5 – vrstevnice, 6 – vodní plochy, 7 – lesy, 8 – zástavba.

Fig. 1: Localization of dumps and both studied localities near Hory (created in ArcGIS, base data taken from geoportal Cenia). Legends: 1 – dumps, 2 – profile, 3 – first-class road, 4 – streams, 5 – contour line, 6 – ponds, 7 – forests, 8 – estate.

Terénní měření						
č. vzorku	lokalita	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	eTh/K	eTh/eU
1.a	Zákopy	1,7	8,4	8,9	5,2	1,1
1.b		2,0	8,9	11,0	5,5	1,2
2.a		1,3	4,6	6,8	5,2	1,5
2.b		1,5	2,9	7,3	4,9	2,5
3.		1,4	3,2	9,0	6,4	2,8
4.a		1,6	4,7	7,5	4,7	1,6
4.b		1,8	4,2	8,9	4,9	2,1
5.a		2,1	6,4	12,1	5,8	1,9
5.b		2,2	6,4	11,2	5,1	1,8
6.a		1,4	4,8	10,1	7,2	2,1
6.b		1,8	5,4	10,5	5,8	1,9
7.		1,3	4,7	10,6	8,2	2,3
8.		1,5	4,3	9,2	6,1	2,1
9.		1,1	4,8	6,9	6,3	1,4
10.		1,1	4,7	6,2	5,6	1,3
11.		2,4	6,5	8,7	3,6	1,3
12.		1,8	5,7	10,1	5,6	1,8
13.		1,9	8,4	8,8	4,6	1,0
14.		1,1	3,4	6,4	5,8	1,9
15.		1,7	7,9	10,6	6,2	1,3
16.		2,2	7,8	12,3	5,6	1,6
17.a		0,7	3,3	6,4	9,4	2,0
17.b		0,9	3,4	6,8	7,5	2,0
18.a		1,7	4,4	8,6	5,0	2,0
18.b		1,6	4,1	9,2	5,9	2,2
19.a		1,7	5,8	9,9	6,0	1,7
19.b		1,5	5,6	5,4	3,7	1,0
20.a		1,3	6,3	7,8	5,9	1,2
20.b		1,6	5,9	9,1	5,9	1,5
21		1,8	6,5	8,7	4,9	1,3
25.a	1,7	5,4	10,4	6,1	1,9	
25.b	1,8	8,1	9,9	5,5	1,2	
26	2,4	5,4	11,8	4,9	2,2	
27	1,8	5,6	9,5	5,3	1,7	
28.a	1,8	4,5	8,3	4,6	1,8	
28.b	1,8	4,4	9,3	5,2	2,1	
29.a	1,5	4,0	10,1	6,7	2,5	
29.b	1,6	5,1	8,4	5,3	1,6	
profil pole (podél lesa)						
0 m	Štůlně (pole)	1,0	5,1	6,8	6,8	1,3
10 m		1,4	3,5	8,3	5,9	2,4
20 m		1,3	4,4	7,3	5,6	1,7
30 m		1,2	3,2	8,1	6,8	2,5
40 m		1,1	4,0	7,2	6,5	1,8
50 m		1,4	4,2	7,5	5,4	1,8
60 m		1,4	3,5	7,0	5,0	2,0

(ortoruly) a pegmatity. Směr foliace hornin je S–J až SSV–JJZ s příkrým úklonem k V, resp. VJV (Koutek 1924, Veselý et al. 1988, Vokáč et al. 2008). Kvartérní sedimenty jsou zastoupeny hlavně pleistocenními až holocenními kamenito-hlinitými eluvii a deluvii. V okolí vodních toků se nacházejí písčité šterky a jíly, lokálně i rašeliny (Vokáč et al. 2008).

Charakteristika Au-mineralizace

Primární zlatonosné zrudnění je vázáno na pravé křemenné žíly, které jsou uloženy v pararulách nebo

Laboratorní měření							
č. vzorku	lokalita	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	eTh/K	eTh/eU	
1.	Zákopy	1,7	3,3	7,1	4,2	2,2	
1.		1,9	3,3	7,6	4,0	2,3	
1.		1,5	3,2	6,9	4,6	2,2	
1.		1,6	2,8	6,3	3,9	2,3	
1.		1,8	3,3	7,6	4,2	2,3	
17		0,8	2,0	6,1	7,6	3,1	
18		1,2	2,7	6,8	5,7	2,5	
19		1,8	3,7	9,1	5,1	2,5	
20		2,1	3,4	9,4	4,5	2,8	
21		1,2	3,5	6,9	5,8	2,0	
17 - kvarcit		<0,5	<1,5	3,1			
18 - kvarcit		<0,5	<1,5	2,8			
20 - kvarcit		<0,5	<1,5	2,2			
22 - kvarcit		<0,5	<1,5	1,9			
23 - kvarcit		1,0	2,5	5,3	5,3	2,1	
24.a - rula		2,3	3,3	12,2	5,3	3,7	
24.b - rula		1,9	2,3	11,7	6,2	5,1	
20.		Štůlně (pinka)	2,5	3,7	13,1	5,2	3,5
20.			2,2	4,0	13,0	5,9	3,3
20.			2,3	4,0	11,3	4,9	2,8
20 m (1)	Štůlně (pole)	1,9	2,8	9,4	4,9	3,4	
20 m (2)		1,9	2,6	9,7	5,1	3,7	
20 m (3)		1,9	2,7	9,6	5,1	3,6	

Tab. 1: – Výsledky terénní a laboratorní gamaspektrometrie a vypočítané poměry eTh/K a eTh/eU.

Tab. 1: – Results of field and laboratory gamma-ray spectrometry and calculated eTh/K and eTh/eU ratios.

v kvarcitech. Žíly mají nejčastěji směr VJV–ZSZ a JV–SZ, popř. V–Z (Veselý et al. 1988, Vokáč et al. 2008). V případě ložiskového území u Hor se jedná o poměrně jednoduchou zlatonosnou mineralizaci. Mimo zlata, resp. elektra (obsah Ag 17–34 hmot. %), je jediným hojnějším rudním minerálem pyrit. Ze supergenních minerálů se zde vyskytují baryt a limonit. Žilovina je na obou lokalitách tvořena křemenem s ojedinělým vtroušeným limonitizovaným pyritem a alterovanými živci. Z akcesorií lze uvést monazit, rutil, zirkon a xenotim. Na lokalitě Hory–Zákopy je žilný křemen bezbarvý nebo bílý a tvoří drobné žilky, zčásti s drúzovitým vývojem, v okolním kvarcitu. Naopak typický žilný křemen z Hor–Štůlní je okrově zbarvený, s přechody do bílého křemene. Může obsahovat tenké žilky „limonitu“ a bílého až bezbarvého drúzovitého křemene. Poměrně často lze v žilovině nalézt i útržky okolních alterovaných hornin. Dominující součástí těchto poměrně častých útržků hornin jsou slidy a jílové minerály (muskovit, illit). Mineralogickou charakteristikou zrudnění se blíže zabývá Potočková et al. (2010).

Metodika

Během průzkumu lokalit, který probíhal v letech 2008–2010, proběhlo terénní měření K, eU (= ekvivalentu uranu) a eTh (= ekvivalentu thoria) pomocí gamaspektrometru GRM 260/B (výrobce GF Instruments, Brno). Vzhledem k absenci výchozů byla terénní měření realizována na pinkách a profilu na poli (předmětem měření bylo eluvium/deluvium). Na Zákopech bylo změřeno

celkem 16 pinek, na Štůlních 5 pinek. Na lokalitě Štůlně byl navíc změřen profil o délce 60 m na poli podél lesa (body po 10 m). V pinkách bylo měření realizováno na vrcholu či těsně pod vrcholem odvalu, nikoliv na dně (dno je zpravidla zaneseno organickým materiálem, navíc při měření na dně pinky by byly získány vzhledem k nevyhovující geometrii mnohem více nadhodnocené obsahy – ověřeno i pokusně). Nejdříve se odstranila svrchní vrstva (hrabanka) a poté byl přiložen gamaspektrometr a změřeny obsahy K, U a Th. Celková doba jednoho měření byla 3 minuty. Stejně se postupovalo na profilu na poli, kde se opět nejdříve odstranila svrchní vrstva ornice. Materiál odvalů i spodní části půdního profilu tvořily převážně navětralé úlomky hydrotermálně alterovaných i relativně čerstvých rul, dále kvarcitu a ojediněle i křemenná žilovina.

Pro doplňující laboratorní výzkum byly odebrány sypké vzorky o hmotnosti přibližně 500 g přímo z pinek na lokalitách Zákopy a Štůlně, na Štůlních i z profilu na přílehlém poli, a také větší kusy samotných kvarcitů a rul na Zákopech. Neupravené vzorky (tzn. rubanina z pinek, resp. horninová drt) byly vloženy do plastových kelímků s víčkem o objemu 250 ml a ponechány uzavřené 14 dnů pro ustavení radioaktivní rovnováhy. Měření proběhlo na laboratorním gamaspektrometru GS-320 (výrobce Exploranium Inc., Kanada) na katedře geologie PřF UP v Olomouci (analytik doc. J. Zimák). Měření jednoho vzorku trvalo 30 minut. Detekční limity jsou pro K 0,5 %, pro eU 1,5 ppm a pro eTh 1,5 ppm.

Výsledky

Na lokalitě Hory-Zákopy byly naměřeny vyšší průměrné hodnoty obsahu jednotlivých prvků při terénních než při laboratorních měřeních. Stejných výsledků jako na lokalitě Hory-Zákopy bylo dosaženo při měření eU na lokalitách Štůlně-pole i Štůlně-pinky. Vyšší hodnoty při gamaspektrometrii laboratorní byly stanoveny pouze u K a eTh z obou lokalit ze Štůlní (pinky 2,3 % K; pole 1,9 % K), zatímco obsah draslíku na Zákopech zjištěný při laboratorním měření byl přibližně stejný jako při terénní gamaspektrometrii (1,6 % K; tab. 1). Nejmenší průměrné obsahy K, eU a eTh (mimo laboratorních měření K a eTh ze Zákopů) byly stanoveny v profilu na poli (Štůlně).

V případě obsahu draslíku vedlo terénní měření k závěrům, že hodnoty na Zákopech i Štůlních (pinky) jsou poměrně málo variabilní s průměrnou hodnotou 1,6 % K (Zákopy) a 1,9 % K (Štůlně). Měření profilu na lokalitě Štůlně-pole pak ukázalo v průměru nižší hodnoty (1,2 % K), patrně v důsledku vyššího podílu křemene, resp. poměru křemen/K-minerály.

Obsahy uranu a thoria, stanovené při terénní gamaspektrometrii v pinkách v rámci jednotlivých lokalit na rozdíl od draslíku zřetelně kolísají, i když při vzájemném porovnání lokalit dojdeme k podobným rozsahům (tab. 1). Obsah uranu se pohybuje v intervalu 3,2–8,9 ppm, obsah thoria v rozmezí 6,2–12,3 ppm. Poměrně stálé jsou obsahy těchto prvků změřených v profilu Štůlně-pole (3,2–5,1 ppm eU; 6,8–8,3 ppm eTh). Při laboratorním měření tam byly zjištěny nižší stálé hodnoty obsahu uranu (2,6–4,0 ppm eU), což je způsobeno tím, že při terénní

gamaspektrometrii je zároveň s uranem měřen také radon v půdním prostředí. Obsah thoria při porovnání jednotlivých lokalit vykazuje také poměrně značnou variabilitu hodnot, v rámci jednotlivých lokalit jsou však hodnoty poměrně stálé. Nejvyšších hodnot dosahují měření v pinkách na lokalitě Štůlně (13,1 ppm eTh), které jsou situovány přímo na vytěžené křemenné žíle doprovázené hydrotermálně alterovanými rulami. Nižší hodnoty byly zjištěny v profilu na poli (průměrně 9,6 ppm eTh), který probíhá s touto žílou přibližně paralelně. Při porovnání obsahu těchto prvků na jednotlivých lokalitách je zřejmé, že Zákopy i Štůlně (pinky) mají průměrné hodnoty obsahu uranu a thoria obdobné. Profil na poli vykazuje ve většině případů nižší hodnoty. Toto by mohlo být způsobeno větší mocností zvětralinové vrstvy, která tlumí záření z podloží.

Laboratorně byly změřeny i vzorky ruly a kvarcitu z lokality Zákopy. Obsah K a U v kvarcitu je u většiny měření pod mezí stanovitelnosti (K < 0,5 %; eU < 1,5 ppm), pouze u jednoho vzorku vyšel obsah K = 1 % a eU = 2,5 ppm. Obsah Th se pohybuje v rozmezí 1,9–5,3 ppm. Pro ruly je obsah K = 1,9–2,3 %, eU = 2,3–3,3 ppm a eTh = 11,7–12,2 ppm (tab. 1). Vzhledem k počtu měření a možnostem vzorkování jednotlivých hornin na lokalitách je však třeba uvedená data hodnotit pouze jako předběžná.

Diskuze a závěry

Přestože bylo doposud provedeno relativně malé množství měření, již z výše uvedených výsledků je patrná variabilita jak v rámci jednotlivých lokalit, tak i při porovnání lokalit navzájem. Při porovnání stanovených obsahů jednotlivých prvků s klarkovými obsahy prvků (dle Taylora 1964: K = 2,09 %; U = 2,7 ppm a Th = 9,6 ppm) lze konstatovat, že K a eTh vykazují nižší nebo srovnatelné hodnoty pro většinu měření. Výjimkou je laboratorní měření z lokality Štůlně-pinky, kde eTh vykazuje zvýšenou průměrnou hodnotu (12,5 ppm). Co se týče eU, na všech lokalitách byly pozorovány mírně zvýšené průměrné hodnoty ve srovnání s klarkovým obsahem (tab. 2).

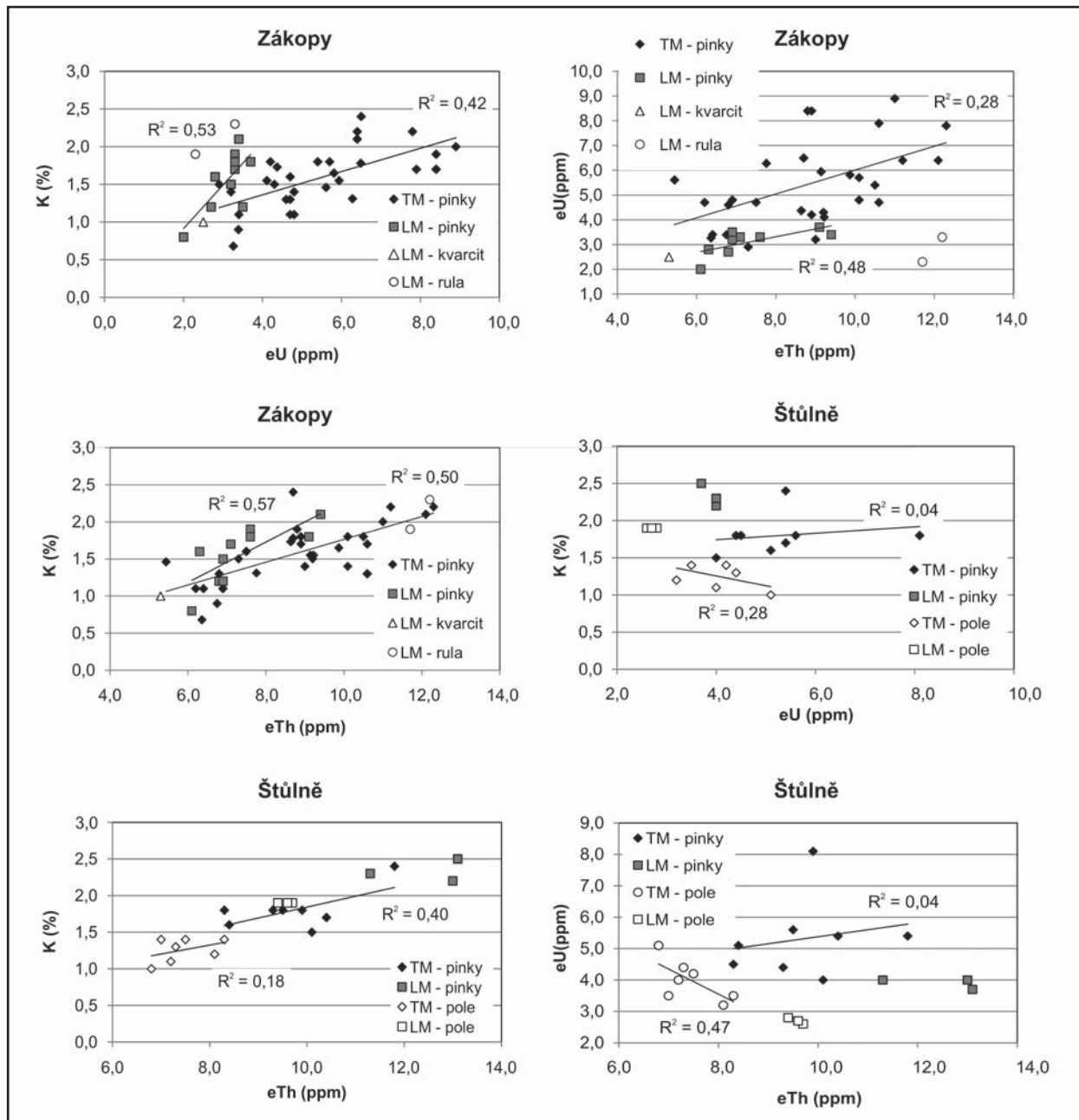
Z korelačních diagramů jednotlivých radioaktivních prvků (dvojice K-eTh, K-eU, eU-eTh) lze u laboratorních i terénních měření vyčíst několik trendů (obr. 2). Nejvýraznější pozitivní korelace byly zjištěny mezi K a eTh

lokalita		K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	eTh/K (ppm/%)	eTh/eU (ppm/ppm)
Zákopy pinky	LM	1,6	3,1	7,4	5,0	2,4
	TM	1,6	5,4	8,8	5,8	1,7
Štůlně pinky	LM	2,3	3,9	12,5	5,4	3,2
	TM	1,8	5,3	9,7	5,4	1,9
Štůlně pole	LM	1,9	2,7	9,6	5,0	3,5
	TM	1,3	4,0	7,5	6,0	1,9
Zákopy – kvarcit	LM			3,1	*5,3	*2,1
Zákopy – rula	LM	2,1	2,8	12,0	5,7	4,4

* jen jedna hodnota, only one value

Tab. 2: – Průměrné hodnoty obsahů K, eU, eTh a vypočtených poměrů eTh/K a eTh/eU na jednotlivých lokalitách (LM = laboratorní měření, TM = terénní měření).

Tab. 2: – Average contents of K, eU, eTh, and calculated average eTh/K and eTh/eU ratios at the individual localities (LM – laboratory measurements, TM – field measurements).



Obr. 2: – Výsledky terénní a laboratorní gamaspektrometrie – korelační diagramy K, eU a eTh (LM – laboratorní měření, TM – terénní měření).

Fig. 2: – Results of gamma-ray spectrometry – correlation graphs of K, eU and eTh (LM – laboratory measurements, TM – field measurements).

zejména na lokalitě Zákopy (pro terénní i laboratorní měření), méně zřetelně i na lokalitách ostatních (obr. 2), což souvisí nejspíše s častým výskytem akcesorického monazitu zarostlého v muskovitu–sericitu, což bylo doloženo dřívějším mikroskopickým studiem výbrusů a studiem na mikrosondě (Potočková et al. 2010). Vztah eU a eTh je variabilní; od mírně pozitivní korelace na lokalitě Hory-Zákopy pro terénní i laboratorní měření až po zřetelně negativní korelaci na lokalitě Štůlně-pole pro terénní měření, kde lze očekávat vysoký podíl alterovaných a zvětralých hornin. Na poslední lokalitě je rovněž patrná negativní korelace K a eU (terénní měření, obr. 2). Vztah K a eU na lokalitě Hory-Zákopy vykazuje poměrně výraznou

pozitivní korelaci pro terénní i laboratorní měření, zatímco lokalita Štůlně-pinky nevykazuje téměř žádnou závislost.

Nositel draslíku je vedle K-živců (ruly, migmatity) pouze biotit (ruly, částečně kvarcity) a zejména muskovit (hydrotermálně alterované horniny a žilný křemen). Obsah uranu a thoria byl na studovaných lokalitách zjištěn pouze v akcesorických minerálech, zejména v relativně hojném monazitu s ~4 hmot. % ThO₂ a ~1,2 hmot. % U, zatímco rozšířenější zirkon obsahuje ≤0,07 hmot. % ThO₂ a ≤0,07 hmot. % U a spíše ojedinělý xenotim ≤0,11 hmot. % ThO₂ a ≤3,60 hmot. % U. Analýzy žiloviny (včetně útržků alterovaných rul) mají podle dosud ojedinělých celkových analýz ~1–2 ppm Th a ~0,5–1 ppm U (Potočková et al. 2010).

Nehledě na mírně odlišné petrografické složení horninového podloží na jednotlivých lokalitách (např. na Zákopech spíše kvarcitu, na Štůlních spíše ruly a žilný křemen), naznačuje chování studovaných prvků patrně různou intenzitu hydrotermální alterace okolních hornin. Rozdílné chování eU a eTh na této lokalitě ukazuje, že obsah uranu pravděpodobně přímo nekoreluje s obsahem muskovitu, resp. podílu alterovaných hornin ve studovaném materiálu. Hlavním nositelem U tedy pravděpodobně není monazit zarůstající do muskovitu, ale jiný akcesorický minerál.

K, U i Th mají v hydrotermálních podmínkách zpravidla různou mobilitu (Ford et al. 2008, Goodell 1986, Sighinolfi – Sakai 1974). Indikátorem mobility mohou být poměry eTh/eU či eTh/K (K a U bývají za hydrotermálních podmínek obvykle mobilní, thorium imobilní). Detailněji lze hodnotit pouze lokalitu Zákopy, kde jsou k dispozici i horninová data (do úvahy byla vzata pouze laboratorní měření všech vzorků). Vzorky rubaniny ze Zákopů mají

relativně nižší poměry eTh/K (3,9–7,6, průměr 5,0) než okolní ruly a kvarcitu (5,3–6,2). To by bylo v souladu s představou přínosu K během hydrotermální alterace, což je v souladu i s mineralogickými pozorováními (růst muskovitu a/nebo illitu; Potočková et al. 2010). Poměry eTh/eU se ve vzorcích rubaniny pohybují v rozmezí 2,0–3,1 (průměr 2,4), v rulách je tento poměr výrazně vyšší (3,7 a 5,1), v jediném kvarcitu byla stanovena nízká hodnota 2,1. Vzhledem k velké variabilitě horninových dat nelze vliv alterací na poměr eTh/eU v tomto případě prokázat.

Poděkování

Autoři děkují doc. J. Zimákovi za spolupráci při měření vzorků laboratorním gamaspektrometrem. Za četné připomínky k rukopisu děkujeme RNDr. Z. Skácelové (ČGS, pob. Jeseník). Práce byla realizována s podporou grantů GAČR 205/07/P130, IGA UP PrF/2011/010 a záměru MK 00009486201.

Literatura

- 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. – Čas. Mineral. Geol., 37, 4, 258–275. Praha.
- Ford, K. – Harris, J. R. – Shives, R. – Carson, J. – Buckle, J. (2008): Remote predictive mapping 2. Gamma-ray spectrometry: a tool for mapping Canada's North. – Geoscience Canada, 35, 3/4, 109–126.
- Goodell, P. C. (1986): Differential geochemical mobility of uranium, thorium and potassium used as geologic environment indicators and explorations tools. – AAPG Bulletin, 20, 595–596.
- Koutek, J. (1924): O zlatonosném území v okolí Hor na jihozápadní Moravě. – Čas. Vlast. Spolku musejního, 35, 1–2, 1–5, Olomouc.
- Potočková, T. – Dolníček, Z. – Houzar, S. – Škrdla, P. – Vokáč, M. (2010): Primární zlatonosná mineralizace v okolí Hor u Předína, západní Morava. – Acta Mus. Morav., Sci. geol., 95, 83–104.
- Potočková, T. – Houzar, S. – Škrdla, P. – Vokáč, M. – Dolníček, Z. (v tisku): Historické dolování zlata na lokalitě Hory-Zákopy, západní Morava. – Acta Rer. Nat., Suppl.
- Sighinolfi, G. P. – Sakai, T. (1974): Uranium and thorium in potash-rich rhyolites from western Bahia (Brazil). – Chem. Geol., 14, 1–2, 23–30.
- 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- sojkovický revír. – Geofond Praha.
- Taylor, S. R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. – Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1273–1285.
- 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.

BRNĚNSKÝ KŘEMENNÝ VAL

The Brno quartz lode

Antonín Přichystal, Marek Slobodník

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

(24–32 Brno)

Key words: Brno batholith, western granitoid zone, quartz vein, hydrothermal fluids

Abstract

A large quartz vein which penetrates through granodiorite in the western zone of the Brno Batholith is described. It is composed from two bodies with different directions with a length of approximately 700 and 450 m, the thickness of vein parts varies around 2.5 m. The longer segment has E–W direction. The vein is built by massive greyish-white quartz of one generation with no traces of younger mylonitization. Its origin is spatially associated with a swarm of late Variscan amphibole diorites and porphyritic microdiorites cutting local granodiorites of the Brno Batholith. Precipitation conditions of quartz have been estimated at 170–300 °C and 400–1600 bar and depth at 1.5 up to 6 km. It represents the largest quartz vein not only within the Brno Batholith but even in the entire territory of south Moravia, so we propose to define it as the Brno quartz lode.

Úvod

Při vyhledávání míst, kde docházelo k pravěké těžbě žilných dioritů a porfyrických mikrodioritů (dioritových porfyrů) v z. granitoidní zóně brněnského batolitu, zdokumentoval prvý z autorů v prostoru mezi Brněnskou přehradou a Rozdrojovicemi obrovskou křemennou žílu, o které zatím chybí v odborné literatuře bližší informace. Na základě současných znalostí se jedná o největší křemennou žílu nejen v prostoru brněnského batolitu, ale na j. Moravě vůbec. Podle vzoru gigantických křemenných žil v j. části moldanubika (bavorský a český křemenný val) a při vědomí určité nadsázky navrhuje označit tuto největší křemennou žílu na j. Moravě jako brněnský křemenný val, neboť v terénu vytváří místy výrazné výchozy a elevace.

Tento výskyt nebyl dříve zaznamenán během žádného výzkumu, i když nerostné suroviny a výskyt rudních či nerudních mineralizací v prostoru brněnského batolitu (dříve brněnského masivu) byly vícekrát detailně studovány a popsány. Ze starších prací je možné zmínit kapitoly v souhrnném kompendiu Zapletala (1931–32, str. 106 a 246), topografické mineralogie Moravy od Burkarta (1953) nebo Kruti (1966), z konce 20. století kapitolu J. Staňka a L. Češkové v monografickém zpracování brněnského masivu od Štelcla – Weisse et al. (1986).

Češková (1978) označuje výskyt žil s křemennou asociací v brněnském batolitu jako poměrně vzácný fenomén. Žíly popisuje jako čočkovité, malých mocností, největší žílu s mocností 20 cm uvádí z Brna-Kníniček. Výskyt hydrotermálního křemene spojuje s variskou mineralizací Cu a Mo, s výraznější vazbou na směr SSV–JJZ. V novější době byly nerostné suroviny v prostoru města Brna charakterizovány Grymem (2000). Přítomnost velké křemenné žíly v západní granitoidní části brněnského batolitu nebyla nikomu z výše uvedených autorů známa. Žíla není zaznamenána ani v žádné starší geologické mapě města Brna a jeho

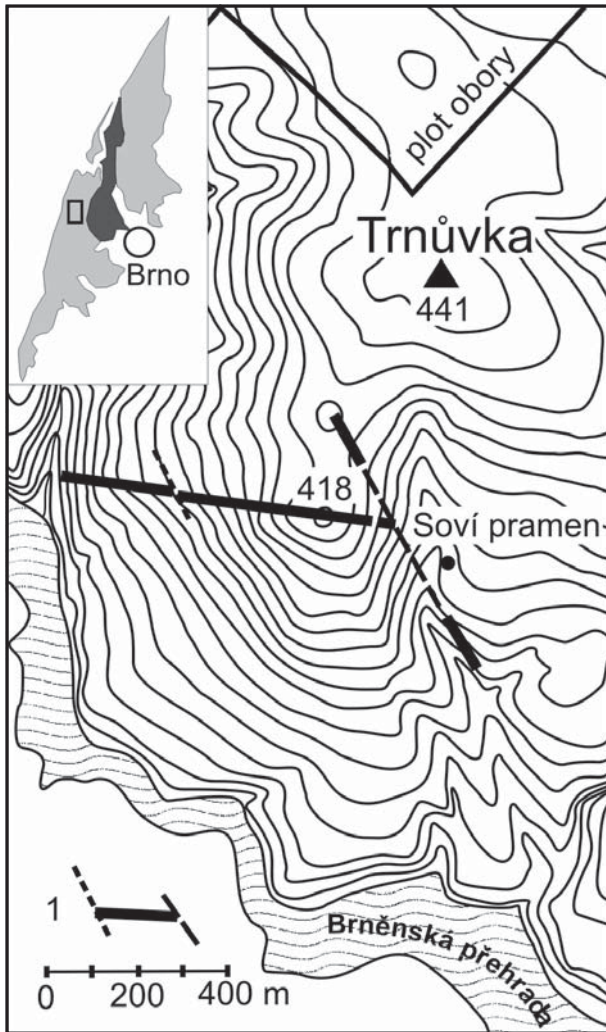
okolí, poprvé je její část vyznačena v Geologické mapě ČR 1 : 50 000 list 24–32 Brno (Novák ed. 1991). Vzhledem k tomu, že jde o ojedinělý geologický fenomén, vyžadoval by si jak ochranu, tak i začlenění do naučné stezky v okolí Brněnské přehrady.

Popis tělesa žíly

Brněnský křemenný val je reprezentován velkou křemennou žílou, která vystupuje jako dvě větve o různých směrech s délkou kolem 700 a 450 m, které se stýkají pod šikmým úhlem v z. svahu údolí se Sovím pramenem, asi 500 m j. od vrcholu kopce, jenž nese v současných mapách název Trnůvka (1,3 km sz. od obce Rozdrojovice). Ve starších mapách nebo v kompendiu Demka – Mackovčina (eds) et al. (2006) je upřednostňován název Trnovka (obr. 1). Mocnost se u obou částí žíly pohybuje kolem 2,5 m.

Obě části křemenné žíly pronikají granodioritem brněnského batolitu, jenž je označován jako typ Veverská Bítýška. V čerstvém stavu je reprezentován růžově šedou hrubozrnnou horninou, v okolí žíly proniknou drobnými křemennými žilkami, což vedlo k jejímu zpevnění a k vytváření drobných skalek. Dál od žíly se granodiorit rozpadá do hrubé písčité frakce. Podle údajů v práci Štelcla – Weisse et al. (1986) se jedná o typický granodiorit s dvojnásobnou převahou plagioklasu nad K-živcem a vedle 6 % biotitu obsahuje rovněž kolem 2,5 % amfibolu. Orientačně změřené hodnoty K, U a Th přenosným gamaspektrometrem Exploranium GR-130 na výchozech v okolí žíly potvrdily údaje uváděné ve výše zmíněném kompendiu, to znamená velmi nízké obsahy U (do 2,7 ppm) a podstatně vyšší zastoupení Th (až 14,4 ppm). Zjištěné hodnoty draslíku (4,6–5,1 %) vycházejí ve srovnání s literárními údaji poněkud vyšší.

Jedna větev má směr v.-z. a celkovou délku 700 m. Má většinou velmi strmý úklon téměř k severu 350–340°/65–75°. Je možné ji sledovat na j. a jz. svazích hřbetu, jenž má



Obr. 1: Schematická mapa s výskytem velké křemenné žíly mezi Brněnskou přehradou a kótou Trnůvka a pozice lokality v rámci brněnského batolitu. 1 – zlom, výchoz křemenné žíly a předpokládaný průběh žíly, GPS souřadnice: 49°15'24.278" N, 16°29'29.972" E.

Fig. 1: Schematic map of the large quartz vein occurrence situated between the Brno dam and elevation point of Trnůvka and location within the Brno batholite. 1 – fault, outcrop of quartz vein and expected continuation of vein, GPS coordinates: 49°15'24.278" N, 16°29'29.972" E.

několik dílčích vrcholů a jeho nejvyšší bod představuje již zmíněná kóta Trnůvka (441 m n. m.). Západní okraj žíly se objevuje v příkrém svahu údolí bezejmenného malého potoka, jenž dosahuje okraje Brněnské přehrady v nadmořské výšce 234 m. Zhruba 150 m s. od okraje přehrady jsou v sutí na svahu přítomny úlomky a balvany křemenné žiloviny nebo granodioritové brekcie tmelené křemenem. Výše ve svahu pak obě horniny tvoří několikametrový výchoz. Žíla pokračuje ve směru 85° na V a překračuje vrstevnicovou cestu, nad níž je pravděpodobně průřez na příčném zlomu. Dále ji lze již kontinuálně sledovat v podobě několikametrových balvanů nebo výchozů až na kótu 418 m n. m (obr. 2). Zde opět končí v podobě desítek drobných křemenných žilek nebo granodioritové brekcie v příkrém svahu nad údolím se Sovím pramenem.



Obr. 2: Balvanitý výchoz v.-z. části křemenné žíly.
Fig. 2: Boulder outcrop of the E-W running part of the quartz vein.

Asi 100 m severněji od posledního výchozu v.-z. průběhu žíly vystupuje v délce několika desítek metrů část křemenné žíly o směru kolem 145°–160° (obr. 3), která může být interpretována jako její druhá větev (segment). Tato větev křemenné žíly, o celkové délce 450 m, se v příkrém svahu opět vytrácí a znovu se objevuje jako morfoloogicky výrazný a kolem 5 m vysoký křemenný val i na v. straně údolí se Sovím pramenem. Úklon této části křemenné žíly je k VSV a kolísá kolem 55–70°/75–80°.



Obr. 3: Morfoloogicky nápadný křemenný val o výšce kolem 5 m vystupující na segmentu žíly o průběhu SZZ-JJV.
Fig. 3: Morphologically conspicuous quartz lode reaching a height up to 5 m and forming the segment with NNW-SSE direction.

Mineralogické složení

Dominujícím minerálem je masivní šedobílý křemen, jenž v některých místech vytváří prizmatické krystaly o délce do 2 cm, které rostou do dutin a nasedají na celistvý křemen. Na volném konci jsou ukončeny kombinací klencových ploch. Nikde nebylo pozorováno, že by na žíle docházelo k pohybům spojeným s drčením křemene a jeho vyhojování mladší generací křemene. Ve střední části v.-z. tělesa žíly je pozoruhodná tvorba kulovitých dutých útvarů, které připomínají geody. Jejich velikost dosahuje až 5 cm, na vnějším povrchu jsou pokryty drobnými křemennými

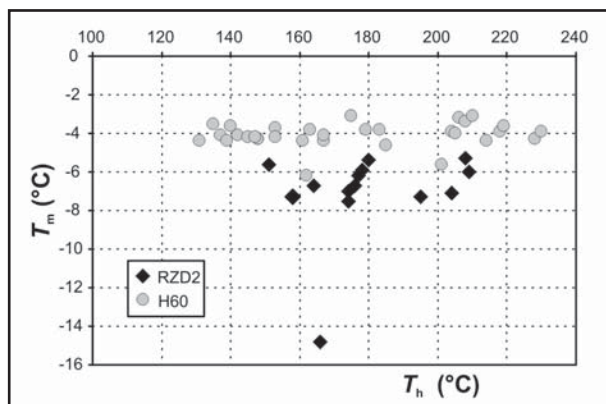
krystalky, uvnitř dutin jsou obvykle negativy po klencových krystalech vyloučených původních karbonátů. Dutiny po rozpuštěných klencích karbonátů, o velikosti do 2–3 cm byly dále nalezeny na více místech v balvanech z okrajových částí žíly. Vzácně byly zjištěny drobné krystalové tvary původního pyritu, nyní zcela nahrazené oxihydroxidy železa. Zřejmě nejzajímavější nález z mineralogického hlediska představuje nález úlomku barytu o velikosti 7×6 cm z kóty 418 m n. m. Bělavý tabulkovitý baryt má místy náznak růžového odstínu. Ve výbrusu je nápadná dokonalá štěpnost barytových krystalů. Ty jsou pronikány mladšími drobnými křemennými žilkami, které tmelí jejich různě velké úlomky. Křemen vykazuje undulozní zhášení a hranice zrn jsou běžně rekrystalovány. Magnetická susceptibilita žiloviny je velmi nízká v celém průběhu obou těles a pohybovala se v rozmezí $0,075\text{--}0,158 \times 10^{-3}$ SI, při čemž zvýšené hodnoty pravděpodobně způsobují uzavřené úlomky okolního granodioritu.

Fluidní inkluze a podmínky vzniku křemene

Křemen obsahuje jen malé fluidní inkluze s běžnými velikostmi mezi 4 a 10 μm . Jejich uspořádání je typické pro syntektonické mineralizace, kdy inkluze tvoří rozsáhlé či menší skupiny nebo jsou uspořádány podél kratších linií.

Inkluze jsou v drtivé většině dvoufázové typu L + V (L – liquid, V – vapour). Poměr fází L/L+V (F) se pohybuje v intervalu 0,95–0,90. Asi 10 % inkluzí je jednofázových (L) a nebo mají větší podíl plynné fáze do 30 % celkového objemu inkluze. Tyto změny poměru fází jsou právě u syntektonických minerálů běžné a vznikají v důsledku ekvibrace inkluzí během dozrívajících deformací a krystalizace minerálu.

Podle eutektických teplot mezi -22 a -20 $^{\circ}\text{C}$, získaných z mikrotermometrického studia, lze usuzovat, že inkluze obsahují jednoduchý vodný roztok s NaCl (systém $\text{H}_2\text{O}\text{-NaCl}$, Davis et al. 1990). Teploty homogenizace inkluzí (T_h) se pohybují v rozsahu $+151$ a $+209$ $^{\circ}\text{C}$ a salinita roztoku je zejména v rozmezí 8,3 až 11,1 hmot. % ekv. NaCl (podle Bodnara 1993, odvozeno z teplot tání ledu: $T_{m\text{ice}} = -7,5$ až $-5,3$ $^{\circ}\text{C}$).

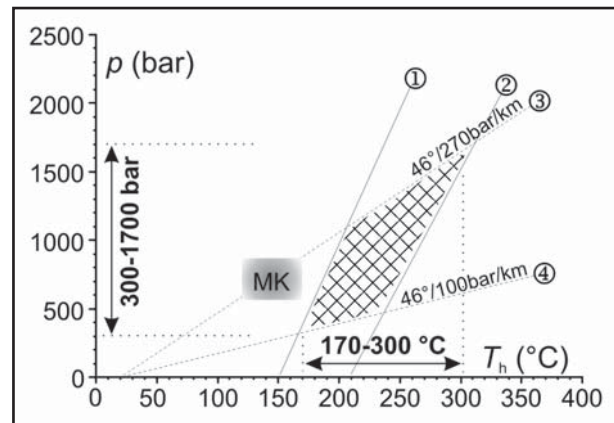


Obr. 4: Mikrotermometrická data (T_h , $T_{m\text{ice}}$) z křemenu variských žil na Hádech u Brna (H60) a z velké křemenné žíly u Rozdrojovic (RZD2, křemenný val).

Fig. 4: Microthermometric data from Variscan quartz veins at Hády near Brno (H60) and from the large quartz vein near Rozdrojovice (RZD2, quartz lode).

O vlastnostech fluid z inkluzí syntektonických (variských) mineralizací z brunovistulika máme zatím poměrně málo informací. Přesnější informace máme z paleozoika v nadloží, kde byly studovány variské žíly ve vápencích Moravského krasu a v klastických sedimentech Drahanské vrchoviny (Slobodník et al. 2006, 2008). Variské křemeny v žilách z líšeňského souvrství na Hádech u Brna obsahují stejný fluidní systém a vykazují velmi blízké hodnoty T_h a $T_{m\text{ice}}$, včetně stejného trendu dat se zřetelným horizontálním protažením ve směru osy x (obr. 4).

Pro první přiblížení genetických podmínek vzniku studovaných křemenných žil byly sestrojeny základní izochory (pro minimální a maximální T_h a průměrnou hustotu fluida). Prostor mezi izochorami a dvěma krajními gradienty, litotermobarickým a hydrotermobarickým gradientem (s použitím hustoty $2,7 \text{ g/cm}^3$ a $1,0 \text{ g/cm}^3$ a hodnotou teplotního gradientu 46 $^{\circ}\text{C}$ podle Franců et al. 1999) reprezentuje p - T podmínky vzniku žil. Z dosud dostupných dat můžeme odvodit teplotní podmínky vzniku žil mezi 170 a 300 $^{\circ}\text{C}$ za tlaku 400 až $1\ 600$ bar, což by odpovídalo hloubkám $1,5$ až 6 km. Tyto hodnoty jsou v poměrně dobré shodě s oblastí p - T podmínek pro variské žíly např. v Moravském krasu (obr. 5), u nichž jsou tyto hodnoty o něco nižší, což je v dobré shodě s jejich pozicí ve vyšším strukturním patru.



Obr. 5: Odhad p - T podmínek vzniku křemene z velké křemenné žíly u Rozdrojovic ve srovnání s podmínkami vzniku variských žil z nadložních paleozoických jednotek (MK). 1, 2 – izochory (pro minimální a maximální T_h); 3, 4 – termobarické gradienty (litostatický a hydrostatický).

Fig. 5: The estimation of p - T conditions of quartz precipitation of the large quartz vein near Rozdrojovice in a comparison with formation conditions of Variscan veins from overlying Palaeozoic units (MK). 1, 2 – isochores (for minimum and maximum T_h); 3, 4 – termobaric gradients (litostatic and hydrostatic).

Diskuze

V úvodu bylo zmíněno, že nikde jinde v prostoru brněnského batolitu a dokonce krystalinika celé jz. Moravy nebyla dosud tak obrovská hydrotermální křemenná žíla popsána. Nejbližší mohutná křemenná žíla v oblasti brunovistulika je známa z fylitů kladeckého krystalinika na střední Moravě, kde v okolí Dětkovic u Konice dosahuje mocnosti od 2 do 8 m a její délka se pohybuje kolem 1,5 km. Jiná velká křemenná žíla v prostoru moravsko-

slezské oblasti (silesikum) byla popsána od Ludvíkova u Vrbna pod Pradědem (Fojt et al. 1988). Tato křemenná žíla protíná kontakt mylonitů kry Orlíku s kvarcitu, fylity a metavulkanity vrbenské skupiny. Má směr SZ–JV, značně proměnlivou mocnost, která ojediněle dosahuje i přes 8 m a podle mapky v citované práci je dlouhá kolem 1 km. Ještě delší hydrotermální křemenná žíla (přes 3 km) stejného směru vystupuje jen asi 2 km na S u osady Bílý potok. Nejspíš se jedná o tentýž žilný systém jako u Ludvíkova, pouze posunutý na příčném zlomu. Několik mohutných křemenných žil proráží i moldanubický pluton v okolí Dačic; místy (např. Radlice) mají rovněž charakter křemenných valů o délce stovek metrů. Protože studovaná žíla u Rozdrojovic má výrazný morfologický projev, nazýváme ji křemenným valem.

Vznik obrovských křemenných žil musí být výsledkem produkce mohutných hydrotermálních systémů. Kromě potřebného velkého množství fluid je zde i fakt výskytu velkých křemenných žil na mnoha místech na světě umístěných ve svrchních částech zemské kůry místo v hlubší kůře, kde jsou vhodnější a stabilnější podmínky rozpustnosti křemene. Pro řešení tohoto rozporu navrhl Bons (2001) mechanismus mobilních hydraulických puklin. V tomto pojetí se určité množství metamorfních fluid bez srážení SiO_2 dostává velmi rychle k povrchu a ve strukturách zdržení/zastavení teprve krystaluje křemen.

Klíčovou otázkou zůstává, co vedlo k uvedení fluid do pohybu a ke vzniku fosilního hydrotermálního systému. Podíváme-li se na geologickou stavbu této části brněnského batolitu, liší se od všech ostatních přítomností rozsáhlého roje žilných dioritů a porfyrických mikrodioritů. Stáří žil porfyrických mikrodioritů (dioritových porfyrů) v br-

něnském batolitu bylo stanoveno na 309–324 milionů let (Šmejkal 1964). Díky tomu šlo jistě o prostor s vyšší hodnotou tepelného toku i intenzivnější dynamometamorfózou, které vedly k mobilizaci metamorfních fluid, jejichž charakter byl prozatím studiem potvrzen. Jednotlivé menší žíly porfyrických mikrodioritů jsou sice známy z mnoha míst všech tří částí brněnského batolitu, avšak pouze v prostoru mezi s. úbočím Chocholy, přes údolí Svratky (Brněnské přehrady) a Trnůvku až po vrchol Knínického Suchrova se táhne zmíněný rozsáhlý systém žil směru SSZ–JJV, respektive SZ–JV. Zhruba uprostřed tohoto systému je situován brněnský křemenný val a jeho jedna část má rovněž průběh SSZ–JJV. Tento konkrétní směr je nejčastější u hydrotermálních variských mineralizací v brněnském batolitu (Češková 1978). Zdá se pravděpodobné, že vznik brněnského křemenného valu spadá rámcově do téhož období.

Závěr

Terénním výzkumem byl zjištěn výskyt rozsáhlé křemenné žíly, jejíž pozice naznačuje genetické vazby na variské magmatické a dynamometamorfní procesy v brněnském batolitu. Mateřské hydrotermální roztoky křemene jsou typu H_2O -NaCl a mají znaky pozdně variských metamorfních fluid, z nichž křemen krystaloval ve vyšší úrovni svrchní kůry.

Poděkování

Autoři děkují recenzentovi S. Houzarovi za podnětné připomínky. Studium proběhlo v rámci výzkumných záměrů MSM0021622427, MSM0021622412.

Literatura

- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 57, 683–684.
- Bons, P. D. (2001): The formation of large quartz veins by rapid ascent of fluids in mobile hydrofractures. – *Tectonophysics*, 336, 1–17.
- Burkart, E. (1953): *Mährens Minerale und ihre Literatur*. 1–1008, NČSAV Praha.
- Češková, L. (1978): Metalogenetická charakteristika některých geologických jednotek při východním okraji Českého masivu. – *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brunensis, Geol.*, 19, 3, 5–101. Brno.
- Davis, D. W. – Lowenstein, T. K. – Spencer, R. J. (1990): Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the system NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–MgCl₂–H₂O and NaCl–CaCl₂–H₂O. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 591–601.
- Demek, J. – Mackovčín, P. (eds.) et al. (2006): *Hory a nížiny*. – *Zeměpisný lexikon ČR*. 1–580, AOPK ČR Brno.
- Fojt, B. – Hladíková, J. – Kopa, D. – Reif, J. – Skácel, J. (1988): Paragenetická studie mědnorudného výskytu Ludvíkov u Vrbna pod Pradědem. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 37, 239–265.
- Franců, E. – Franců, J. – Kalvoda, J. (1999): Illite crystallinity and vitrinite reflectance in Paleozoic siliciclastics in the SE Bohemian Massif as evidence of thermal history. – *Geol. Carpath.*, 50, 5, 365–372.
- Grym, V. (2000): Nerostné suroviny. – In: Müller, P. – Novák, Z.: *Geologie Brna a okolí*, 39–41. ČGÚ Praha.
- Kruťa, T. (1966): *Moravské nerosty a jejich literatura*. – 1–379 str. Moravské muzeum v Brně.
- Novák, Z. (ed.) (1991): *Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 24 – 32 Brno*. – Ústřední ústav geologický Praha.
- Peucker-Ehrenbrink, B. – Behr, H. J. (1993): Chemistry of hydrothermal quartz in the post-Variscan „Bavarian Pfahl“ system, F. R. Germany. – *Chemical Geology* 103, 85–102.
- Prosser, G. – Kruhl, J. – Liotta, D. – Yilmaz, T. – Volland, S. (2011): Vein patterns and quartz crystallization in the Pfahl shear zone (Bavarian Forest, Germany): clues to understanding interaction of tectonics and fluid flow in a fossil hydrothermal system. – *Geophysical Research Abstracts Vol. 13, EGU 2011–4270. EGU General Assembly 2011, Vienna*.
- Slobodník, M. – Muchez, Ph. – Král, J. – Keppens, E. (2006): Variscan veins: record of fluid circulation and Variscan tectono-thermal events in Upper Palaeozoic limestones of the Moravian Karst, Czech Republic. – *Geol. Mag.*, 143, 4, 491–508.
- Slobodník, M. – Hurai, V. – Čopjaková, R. (2008): Variská syntektonická fluida generovaná z paleozoických sedimentů Moravského krasu a Dražanské vrchoviny. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93, 113–126.
- Šmejkal, V. (1964): Absolutní stáří některých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masivu stanovené kalium-argonovou metodou (II. část). – *Sbor. geol. Věd, Ř. G, sv. 4*, 121–136. Praha.
- Štelcl, J. – Weiss, J. et al. (1986): *Brněnský masív*. – 1–255. UJEP v Brně.
- Zapletal, K. (1931–32): *Geologie a petrografie země moravskoslezské s ohledem na užitková ložiska*. – *Vlastivědné publikace moravskoslezské č. 1*, 1–283. Brno.

CHEMICKÉ SLOŽENÍ BIOTITU TŘEBÍČSKÉHO MASIVU

Chemical composition of biotite from the Třebíč pluton

Miloš René

Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v. v. i., V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8; e-mail: rene@irms.cas.cz

(23-42 Třebíč, 23-44 Moravské Budějovice)

Key words: Bohemian Massif, durbachite, mineralogy, biotite

Abstract

The Třebíč pluton is the largest body of highly potassic to ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite suite in the Bohemian Massif. The investigated durbachites from the Královec Quarry and Třebíč town areas are melagranites. These melagranites contain some mafic enclaves of magmatic origin (granodiorite to tonalite). Biotites from melagranites are represented according to the IMA classification by ferroan-phlogopite with $Fe/(Fe + Mg) = 0.33-0.44$ and ${}^{IV}Al = 1.11-1.24$ apfu. The $Fe/(Fe + Mg)$ ratio for biotites from mafic enclaves is similar (0.31–0.40). Both biotites have partly high Ti content (0.08–0.25 and 0.15–0.25 apfu, respectively).

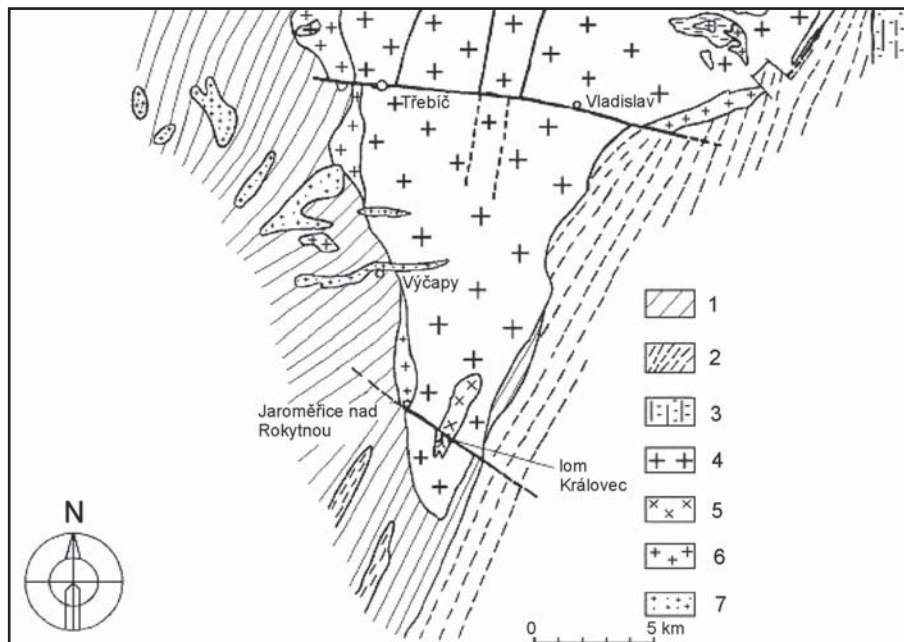
Úvod

Třebíčský pluton je největším tělesem plutonitů durbachitové suity v Českém masivu (Holub 1997). Vnitřní stavba plutonu je výrazně ovlivněna mladšími zlomovými strukturami. Nejvýznamnější strukturou je v.-z. třebíčský zlom (obr. 1). Předložený příspěvek přináší chemické analýzy biotitu z durbachitů a jejich mafických enkláv a nava-

zuje na předchozí studii věnovanou vzniku ultradraselných magmat (Parat et al. 2010). Studované vzorky pocházejí z výchozů durbachitů na východním okraji Třebíče a okolí Jaroměřic nad Rokytinou (lom Královec).

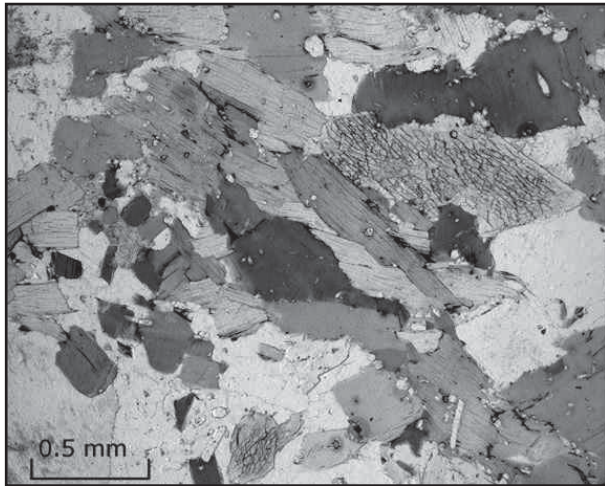
Geologická pozice a petrografie

Třebíčský masiv tvoří těleso trojúhelníkového tvaru rozdělené mladšími zlomy do několika nepravidelných bloků. Nejvýznamnějším horninovým typem durbachitové suity třebíčského plutonu jsou amfibolicko-biotitické melagranity, následované melanokratickými kvarcenyty až kvarcmonzonity. Převládající melagranity jsou hrubozrnné až středně zrnité horniny s typickými vyrostlicemi K-živce a základní hmotou tvořenou velmi hojným biotitem, amfibolem (aktinolit) a obsahující rovněž K-živce, plagioklas (An_{12-44}), křemen, případně pyroxen (augit). Akcesorické minerály jsou zastoupeny zejména apatitem, zirkonem, titanitem, allanitem, monazittem, thorianitem a opakními minerály (magnetit, ilmenit). Uvedené akcesorické minerály jsou přednostně uzavřeny v biotitu a amfibolu (obr. 2).



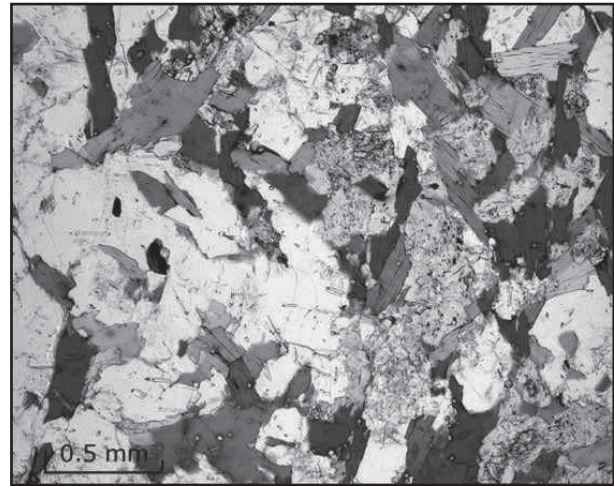
Obr. 1: Geologická mapa střední a jižní části třebíčského masivu (podle Bubeníčka 1968). 1 – biotitické pararuly moldanubika, 2 – ortoruly a migmatity gföhlské skupiny, 3 – metasedimenty moravika, 4 – durbachity, 5 – biotitické granity, 6 – aplity, 7 – turmalinické granity.

Fig. 1: Geological map of the central and southern part of the Třebíč pluton (after Bubeníček 1968). 1 – biotite paragneisses of the Moldanubian Zone, 2 – orthogneisses and migmatites of the Gföhl group, 3 – metasediments of the Moravian Zone, 4 – durbachites, 5 – biotite granites, 6 – aplites, 7 – tourmaline granites.



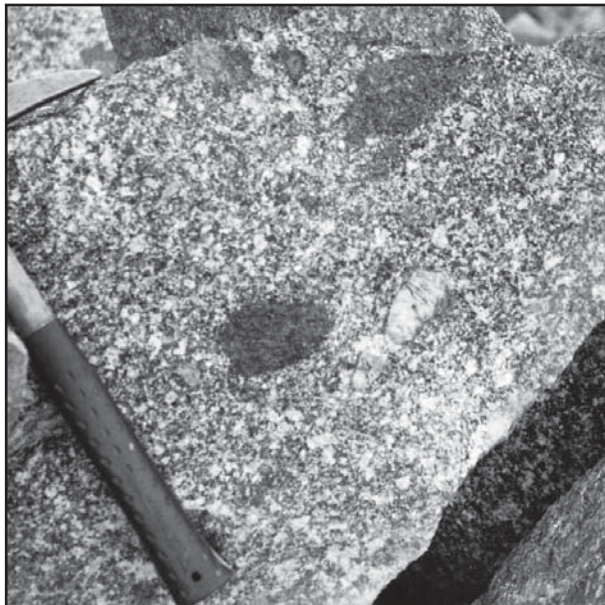
Obr. 2: Mikrofotografie melagranitu z lomu Královec u Jaroměřic nad Rokytnou.

Fig. 2: Microphotography of melagranite from the Královec Quarry near of the Jaroměřice nad Rokytnou town.



Obr. 4: Mikrofotografie mafické enklávy z lomu Královec u Jaroměřic nad Rokytnou.

Fig. 4: Microphotography of mafic enclave from the Královec Quarry near of the Jaroměřice nad Rokytnou town.



Obr. 3: Makrofotografie mafické enklávy z lomu Královec u Jaroměřic nad Rokytnou.

Fig. 3: Macrophotography of mafic enclave from the Královec Quarry near of the Jaroměřice nad Rokytnou town.

V jižní části třebíčského plutonu se vyskytují mladší tělesa biotitických a granáticko-biotitických monzogranitů (René – Stelling 2007). Pro třebíčský masiv jsou významné četné výskyty enkláv tvořených jednak metasedimenty (biotitické a amfibolicko-biotitické pararuly), jednak bazičtějšími magmatity. Ve studovaném území převládají enklávy plutonitů. Enklávy výrazně jemnozrnnějších a mafičtějších plutonitů jsou ve studovaném území zastoupené amfibolicko-biotitickými monzogranity, granodiority a tonality. Granodiority a tonality vyskytující se v durbachitech z lomu Královec (obr. 3, 4) jsou tvořené biotitem, amfibolem, plagioklasem (An_{35-38}), K-živcem, křemenem a pyroxenem (diopsid). Akcesorické minerály jsou zastoupené apatitem, zirkonem, titanitem, ilmenitem, allanitem a pyrrhotinem.

Metodika

Analýzy biotitu byly zhotoveny na elektronové mikrosondě CAMECA SX-100 v režimu WDX na katedře mineralogie Leibniz univerzity Hannover (analytici M. René, J. Stelling). Průměr elektronového svazku 1–3 μm , urychlovací napětí 15 kV, proud 15 nA. Jako standardy byly použity syntetické a přírodní minerály. Celkem bylo zhotoveno 60 analýz biotitu z durbachitů a 54 analýz biotitu z mafických enkláv. Minerální vzorce byly vypočteny pomocí programu MICA+ (Yavuz 2003).

Mineralogicko-geochemická charakteristika biotitu

Biotit je nejvýznamnějším Fe-Mg alumosilikátem všech výše uvedených hornin třebíčského plutonu. V melagranitech je zastoupený v množství 10–40 mod. %, v enklávách je jeho obsah v průměru vyšší (20–35 mod. %). Biotit v obou typech hornin je výrazně pleochroický, s tmavě hnědým až červenohnědým pleochroismem.

Chemické složení biotitu v durbachitech odpovídá v souladu s klasifikací IMA Fe-flogopitu s významným obsahem eastonitové molekuly (tab. 1, obr. 5). Poměr Fe/(Fe + Mg) v analyzovaných biotitech kolísá v rozmezí 0,33–0,44 a obsah ^{IV}Al kolísá v rozmezí 1,11–1,24 apfu. Složení biotitu v mafických enklávách je velmi podobné s poměrem Fe/(Fe + Mg) = 0,31–0,40 a obsahem ^{IV}Al 1,13–1,20 apfu. Pro zkoumaný biotit z obou typů hornin je významný relativně vyšší obsah titanu, 0,08–0,25 apfu v durbachitech a 0,15–0,25 apfu v mafických enklávách. Naopak poměr F/(F+OH) v biotitech z obou typů hornin je nízký a pohybuje se v rozmezí 0,02–0,07.

Diskuze a závěr

V předcházejících studiích věnovaných složení minerálů durbachitů třebíčského masivu (Bowes – Košler 1993, Zachovalová et al. 1999) byla chemickému složení biotitu věnována velmi omezená pozornost. Novými analýzami byl potvrzen vyšší obsah titanu v biotitech třebíčského masivu a složení odpovídající flogopitu s významným obsahem eastonitové molekuly. Biotit představuje nejvý-

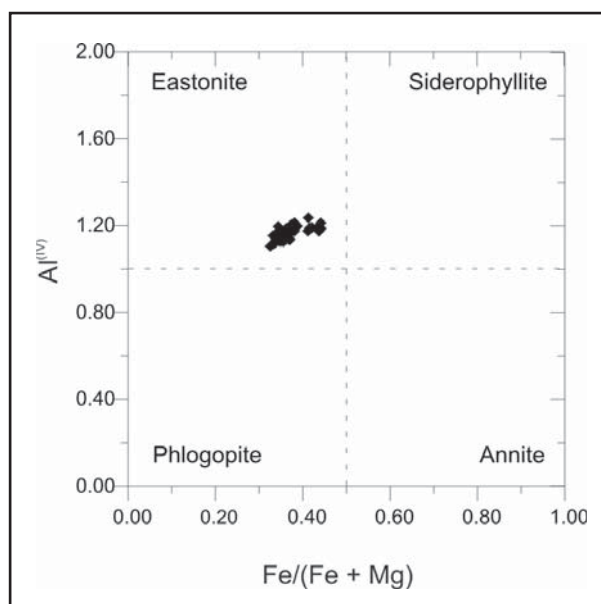
Vzorek	16-4	16-27	10-8	4-12	KR-54	18-3	12-47	33-89
SiO ₂	37,16	36,90	37,92	38,00	37,22	38,61	37,65	37,91
TiO ₂	4,18	4,06	4,19	3,97	4,35	3,35	2,85	4,08
Al ₂ O ₃	13,81	13,66	13,76	13,67	13,72	13,95	14,39	13,82
FeO	15,50	15,53	13,52	14,64	15,83	13,57	14,67	13,96
MnO	0,27	0,17	0,22	0,21	0,25	0,23	0,16	0,13
MgO	14,55	16,63	14,93	15,00	14,38	15,94	15,06	15,52
CaO	0,04	0,08	0,01	0,02	0,09	0,03	0,05	0,03
Na ₂ O	0,07	0,14	0,11	0,07	0,15	0,07	0,11	0,10
K ₂ O	9,62	9,38	9,40	9,34	9,46	9,47	9,09	9,40
F	0,23	0,21	0,27	0,43	0,42	0,36	0,26	0,31
Cl	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,13	0,04
O=F,Cl	0,10	0,10	0,12	0,19	0,18	0,16	0,14	0,14
Celkem	95,36	96,70	94,24	95,19	95,72	95,46	94,28	95,16
Si ⁺⁴	2,80	2,74	2,85	2,84	2,80	2,86	2,84	2,83
^{IV} Al	1,20	1,20	1,15	1,16	1,20	1,14	1,16	1,17
^{VI} Al	0,02	0,00	0,07	0,05	0,01	0,08	0,12	0,04
Ti ⁺⁴	0,24	0,23	0,24	0,22	0,25	0,19	0,16	0,23
Fe ⁺²	0,61	0,36	0,61	0,62	0,62	0,62	0,71	0,55
Fe ⁺³	0,36	0,61	0,24	0,30	0,37	0,22	0,21	0,32
Mn ⁺²	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg ⁺²	1,63	1,84	1,67	1,67	1,61	1,76	1,69	1,73
Ca ⁺²	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na ⁺¹	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
K ⁺¹	0,92	0,89	0,90	0,89	0,91	0,90	0,88	0,90
OH	1,94	1,95	1,93	1,89	1,90	1,91	1,92	1,92
F	0,06	0,05	0,06	0,10	0,10	0,08	0,06	0,07
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
Fe/(Fe+Mg)	0,37	0,34	0,34	0,35	0,38	0,32	0,35	0,34

Tab. 1: Reprezentativní analýzy biotitu z melagranitů a mafických enkláv z třebíčského masivu (hmot.%). Přepočítání biotitu na bázi 22 O podle Yavuze (2003). Popisky: 16-4, 16-27 – melagranit, přírodní výchoz, Třebíč; 10-8, 4-12 – melagranit, lom Královec; 18-3 – mafická enkláva, přírodní výchoz, Třebíč; KR-54, 12-47, 33-89 – mafická enkláva, lom Královec.

Tab. 1: Representative analyses of biotite from melagranites and their mafic enclaves from the Třebíč pluton (wt. %). Calculations of biotite formulae was done on the basis of a 22 O according to Yavuz (2003). Explanations: 16-4, 16-27 – melagranite, natural outcrop, Třebíč; 10-8, 4-12 – melagranite, Královec Quarry; 18-3 – mafic enclave, natural outcrop, Třebíč; KR-54, 12-47, 33-89 – mafic enclave, Královec Quarry.

Literatura

- Bowes, D. R. – Košler, J. (1973) Geochemical comparison of the subvolcanic appinite series of the British Caledonides and the durbachite suite of the Central European Hercynides: Evidence for associated shoshonitic and granitic magmatism. – Mineral. Petrol., 48, 47–63. Vienna.
- Bubeníček, J. (1968): Geologický a petrografický vývoj třebíčského masivu. – Sbor. geol. Věd G, 13, 133–161. Praha.
- Holub, F. (1997): Ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian Massif: petrology, geochemistry and petrogenetic interpretation. – Sbor. Geol. Věd LG, 31, 5–26. Praha.
- Parat, F. – Holtz, F. – René, M. – Almeev, R. (2010): Experimental constraints on ultrapotassic magmatism from the Bohemian Massif (durbachite series, Czech Republic). – Contrib. Mineral. Petrol., 159, 331–347. Berlin.
- René, M. – Stelling, J. (2007): Garnet-bearing granite from the Třebíč pluton, Bohemian Massif (Czech Republic). – Mineral. Petrol., 91, 55–69. Vienna.
- Yavuz, F. (2003) Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I. Definitions and structure of the computer program MICA+. – Comp. Geosci., 29, 1203–1213. Amsterdam.
- Zachovalová, K. – Leichmann, J. – Štelcl, J. (1999): Petrografie, geochemie a přirozená radioaktivita durbachitů třebíčského masivu podél třebíčského zlomu. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 84, 71–88. Brno.



Obr. 5: Diagram poměru Fe/(Fe + Mg) a obsahu Al^(IV) v biotitech z melagranitů třebíčského masivu.

Fig. 5: Plot of Fe/(Fe + Mg) ratio vs. Al^(IV) in biotites from melagranites of the Třebíč pluton.

znamnější Mg–Fe silikát těchto hornin a svým složením výrazně ovlivňuje celkový chemismus, respektive výrazně zvýšený obsah hořčíku v durbachitech třebíčského masivu.

Poděkování

Výzkum složení biotitu třebíčského plutonu byl součástí výzkumného záměru ÚSMH AV ČR (AVOZ30460519). Autor je rovněž zavázán S. Houzarovi za řadu cenných připomínek, které přispěly ke zkvalitnění původního rukopisu.

APLIKOVANÁ GEOLOGIE

APPLIED GEOLOGY

CHARAKTERISTIKA GRAFITOVÉ SUROVINY Z LOKALITY OLOMOUC-NEŘEDÍN, LATÉN A

Characteristic of graphite raw material from the locality Olomouc-Neředín, La Tene A

Zdeněk Čech, Jaromír Leichmann

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 175372@mail.muni.cz

(24–22 Olomouc)

Key words: graphite, La Tene A, X-ray powder analysis

Abstract

This work includes mineralogical characterization of graphite raw material found in the Olomouc-Neředín locality. Samples were analysed using the RTG and microscopic techniques. Results of the RTG analyses were compared with that of graphite deposits of the Bohemian Massif. A comparison of graphite raw material granularity provides the best results.

Úvod

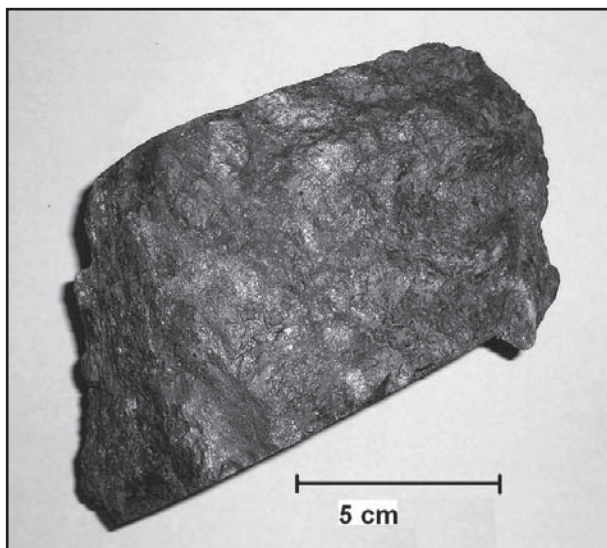
První používání grafitu jako suroviny spadá již do dob Keltů, jež sídlili v úrodných krajích kolem velkých řek na území Čech a Moravy. Nejčastěji je zmiňován keltský kmen Bójů, po nichž zůstalo zemi jméno Bohemia. Písemnými prameny doložený příliv Keltů na území dnešních Čech a Moravy nastal nepochybně již ve 4. století př. n. l. (Bouzek 2007). Moravské území bylo zasaženo poddunajským invazním proudem v průběhu 5. století př. n. l. (Čiznářová 2004). Grafit byl Kelty dobýván na dostupných odkrytých výchozech a smícháván s keramickým jílem. Grafit díky svým vlastnostem zvyšoval pevnost a snižoval tříštivost a pórovitost keramických výrobků. K bližšímu posouzení nám byly zapůjčeny vzorky grafitu (obr. 1) ze záchranných archeologických prací, které probíhaly v roce

2003 v městské části Olomouc-Neředín. Cílem práce bylo vzorky mineralogicky vyhodnotit a dostupnými metodami se pokusit o určení původní proveniencie grafitové suroviny z keltské osady v Olomouci. Otázkou zůstává, zda Keltové již ve své době znali některé z moravských nalezišť grafitu a sami jej dováželi z nejbližších výskytů moravika či silezika, nebo zda se grafitová surovina do Neředína dostala po obchodních stezkách z tradičního keltského osídlení v oblasti jižních Čech.

Geologie

Studovaná lokalita se nachází při z. okraji města Olomouce, v městské části Neředín. Je situována na dvou výrazných návrších. Záchranné práce zde započaly v roce 1998 z důvodu výstavby rodinných domků. V roce 2003 bylo odkryto 5 polozemnic z období časného latěnu, čímž se celkový počet navýšil na 17. Polozemnice jsou rozmístěny po obou březích zaniklé vodoteče (Peška – Šrámek 2004).

Nejstarším prvkem geologické stavby území je krystalinikum brunovistulika, na které nasedá devonské bazální klastické souvrství, které je tvořeno křemitými pískovci a slepenci a křemenci, jež má podle Hruběše a Zapletala (2000) mocnost cca 30 m. Sedimentace spodního karbonu pak již pokračuje v klasickém flyšovém vývoji, tzv. kulmské facii. Uložení spodního badenu jsou zachovány v podobě vápnných jílu, ojediněle s složkami písku až písčitých vápenců. Kvartérní vývoj oblasti spadá do akumulární extraglaciální oblasti Českého masivu. V současnosti geologickou činnost reprezentují povodně, na něž je vázán přínos nových sedimentů v nivách řek, a gravitační pohyby na svazích (Hruběš, Zapletal 2000). Nejbližší výskyt grafitu v okolí studované lokality jsou v oblasti velkovrbenské skupiny kolem Starého Města



Obr. 1: Vzorek grafitu z lokality Olomouc-Neředín.
Fig. 1: Sample of graphite from the locality Olomouc-Neředín.

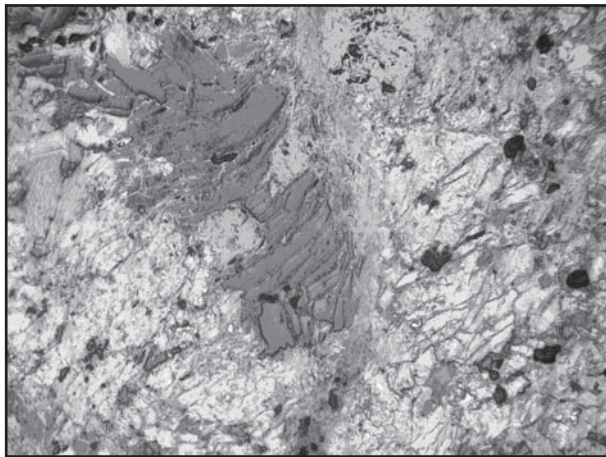
na Moravě. Další drobné výskyty náleží z regionálně geologické klasifikace do jednotky moravika v okolí Olešnice.

Metodika

Studované vzorky grafitu byly značně zvětralé a vytřídění od hornin, jež se s grafitickou surovinou vyskytovaly. Celkem byly studovány 3 vzorky grafitu, u nichž byla po makroskopickém a následně mikroskopickém zhodnocení provedena RTG-analýza. Za účelem mineralogického vyhodnocení vzorků byly zhotoveny 2 nábrusy. Pozorování nábrusů v mikroskopu bylo provedeno v odraženém světle polarizačního mikroskopu a byly určeny některé z horninotvorných minerálů obsažených ve vzorcích. Následně byly změřeny velikosti zrn u obou nábrusů a porovnány s údaji o zrnitosti grafitových ložisek v rámci Českého masivu, které publikoval Kužvart (1983). Fotografie nábrusů jsou pořízeny na polarizačním mikroskopu Zeiss Axioskop 40 za použití fotoaparátu Olympus C – 5060. Fotografie samotných vzorků grafitické horniny jsou pořízeny digitálním fotoaparátem Olympus 750. Pro RTG studium byly vzorky grafitu drceny v achátové misce. Difrakční záznamy z příslušných preparátů byly načítány difraktometrem STOE Stadi-P v transmisním módu za použití záření CoK α 1 ($1,788965 \cdot 10^{-10}$ m), primární monochromátor Ge (111), parametry generátoru 40kV, 25 mA, detekce PSD lineární detektor plněný směsí Armetan (P10). Práškové difrakční záznamy jsou vyhodnoceny v programu Visual X^{POW}.

Výsledky

Grafit ve vzorku číslo 05/2002 vytváří v nábrusu tabulkovité krystalky až lupínky podobné slídám (obr. 2).



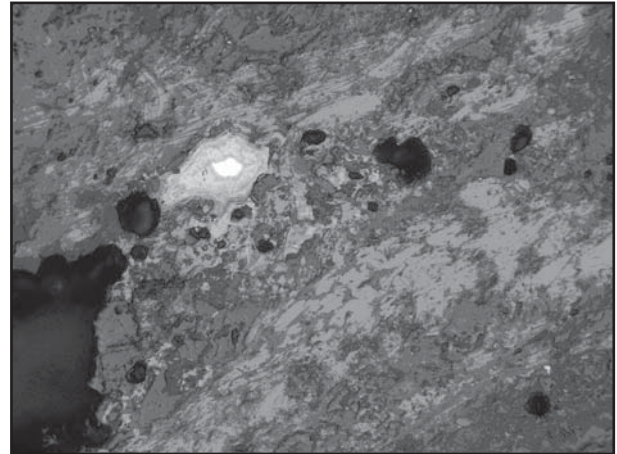
Obr. 2: Tabulkovitá individua grafitu s horninotvornými minerály (PPL, zvětšení 30 \times).

Fig. 2: Tables of graphite with rock-forming minerals (PPL, magnification 30 \times).

V řezu kolmém na bázi je viditelná výborná štěpnost podle (001). Ve zkřížených nikolech jsou vidět pro grafit typické anizotropní efekty. Některé z individuí jsou zprohýbané či jinak tlakově postižené, což je však vzhledem k měkkosti grafitu běžný, typický jev. Z horninotvorných minerálů se ve studovaném vzorku vyskytují některé fylosilikáty. Místa jsou ve vzorku trhlinky vyplněné limonitem, jehož

zdrojem byl pravděpodobně pyrit obsažený v grafitové surovině. Nicméně přítomnost pyritu v tomto vzorku nebyla prokázána. Z horninotvorných minerálů byla potvrzena pouze přítomnost křemene.

Grafit v nábrusu číslo 28/99 se jeví jako masivnější než vzorek číslo 05/2002. Lze jen těžko rozlišit jednotlivé šupiny grafitu v nábrusu. Ve zkřížených nikolech je viditelná pseudomorfoza limonitu po pyritu (obr. 3).



Obr. 3: Limonit s reliktem pyritu v grafitové surovině. (PPL, zvětšení 30 \times).

Fig. 3: Limonite with relict of pyrite in graphite raw material (PPL, magnification 30 \times).

V studovaném vzorku číslo 28/99 byl také nalezen relict nezvětralého pyritu. Z horninotvorných minerálů byl stejně jako u předchozího vzorku určen pouze křemen. Z akcesorických minerálů byla potvrzena přítomnost rutilu. Z výsledku je zřejmé, že velikosti individuí grafitu jsou v obou nábrusech přibližně stejné velikosti. U obou studovaných vzorků bylo provedeno 10 měření velikosti individuí grafitu mikrometrickým okulárem. Grafitová zrna byla u vzorků přibližně stejné velikosti a jejich průměrná hodnota se pohybovala v rozmezí 0,16 \times 0,1 mm.

RTG záznam byl negativně ovlivněn vysokým obsahem křemene zastoupeným ve vzorku, proto byl působením kyseliny fluorovodíkové odstraněn a RTG měření poté provedena opakovaně. Nejsilnější difrakční maximum upravovaného vzorku grafitu $d = 3,357$ (100) odpovídá v záznamech difrakčních spekter grafitu hodnotě $d = 3,376$ (100), jež náleží polytypu 2H. Slabší difrakční polytyp 2H vykazuje hodnoty: $d = 2,134$ (20), jež odpovídá hodnotě $d = 2,138$ (2), hodnota $d = 2,033$ (19) odpovídá $d = 2,040$ (6) a nejslabší hodnotou je $d = 1,680$ (5) odpovídající hodnotě $d = 1,681$ (4).

U modifikace 3R vykazují nejsilnější difrakce v záznamu hodnotu $d = 3,348$ (100). Ve vzorku jsou obsaženy oba typy modifikace. Ze slabších difrakcí byly ke grafitu modifikace 3R přiřazeny hodnoty $d = 2,087$ (4) [odpovídá tolerované $d = 2,081$ (11)] a hodnota $d = 1,680$ (5), která odpovídá hodnotě $d = 1,674$ (6).

Hlavní difrakční maximum 2H grafitu [$d = 3,357$ (100)] se rozhodně nepřekrývá s křemenem, který byl separačním postupem zcela eliminován. Ani jiné difrakce křemene nebyly detekovány. Zbývající d -hodnoty vzorku

Vzorek gr1_3		Grafit 2H PDF-2		Grafit 3R PDF-2		HM	
d [10 ⁻¹⁰ m]	Ir	d	Ir	d	Ir		
1.	5,749	6	-	-	-	-	+
2.	3,357	100	-	-	3,348	100	-
3.	2,133	21	2,139	2	-	-	-
4.	2,087	4	-	-	2,081	11	-
5.	2,034	19	2,039	6	-	-	-
6.	1,794	2	-	-	-	-	+
7.	1,77	2	-	-	-	-	+
8.	1,68	5	1,681	4	-	-	-
9.	1,418	4	-	-	-	-	+

Tab. 1: RTG práškový záznam upraveného vzorku grafitu.

Tab. 1: X-ray powder data of the modified graphite sample.

tak zřejmě přísluší jiným horninotvorným minerálům (tab. 1).

Diskuze a závěr

Za účelem zjistit, zda grafit z Neředína neodpovídá některé z typických lokalit výskytu v Českém masivu, byly srovnány RTG analýzy studovaných vzorků s RTG analýzami typických lokalit grafitu v rámci Čech a Moravy. Konkrétně šlo o data z lokalit: Branná, Černá u Bližné, Petříkov a Velké Tresné. Po analýze použitých vzorků se dá de facto říci, že surovina z Neředína se shoduje z části s každým z porovnávaných vzorků, avšak ne v takové míře, aby šly studované vzorky zařadit k určité typové lokalitě. Žádná z porovnávaných lokalit tedy neodpovídá zkoumaným vzorkům.

Jednou z dalších možností určení původní provenience bylo využít změřených individuů vloček grafitu z nábrusu a srovnat je s vločkovitostí typických lokalit Českého masivu. Vločkovitost grafitu je ve většině regionálně-geologických oblastí Českého masivu odlišná, proto srovnání vločkovitostí může minimálně napovědět, ze které regionálně-geologické oblasti vzorek pochází. Všeobecně se podle Kužvarta (1984) rozlišuje 5 typů vločkovitosti:

- velká (nad 0,3 mm),
- střední (0,2–0,2 mm),
- malá (0,1–0,2 mm),
- velmi malá (0,001–0,1 mm),
- amorfni (pod 0,001 mm).

Literatura

- Bouzek, J. (2007): Keltové našich zemí v evropském kontextu. – Triton Praha.
 Čižmářová, J. (2004): Encyklopedie Keltů na Moravě a ve Slezsku. – Libri Praha.
 Peška, J. – Šrámek, F. (2004): Přehled výzkumů 45. – Archeologický ústav AV ČR Brno.
 Hrubeš, M. – Zapletal, J. (2000): Geologický vývoj oblasti. – In: Hrubeš, M. – Adamová, M. – Bláha, J. – Břízová, E. – Čtyroká, J. – Čurda, J. – Hnojem, I. – Hanzl, P. – Hladilová, Š. – Kašpárek, M. – Nekovařík, Č. – Novák, Z. – Šamanský, K. – Švábenická, L. – Večeřa, J. – Zapletal, J.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, 24-224 Olomouc. – ČGÚ Praha.
 Kužvart, M. (1983): Geologie ložisek nerudných surovin. – Státní pedagogické nakladatelství Praha.
 Kužvart, M. (1984): Ložiska nerudných surovin. – Academia Praha.

Na základě tohoto dělení můžeme vločkovitost studované grafitické suroviny označit jako malou, ojediněle až střední. Předpokládalo se, že grafit z Neředína mohl být dovážen z blízkých Jeseníků, konkrétně např. z lokality Branná, či Petříkov, avšak tuto hypotézu téměř vyloučil fakt, že na zmiňovaných ložiscích se vyskytuje grafit amorfni. Pokud budeme brát v potaz pouze vločkovitost grafitu, tak můžeme vyloučit téměř veškeré grafity jak moravika, tak silezika. V obou regionálně-geologických jednotkách se vyskytuje grafitická surovina o velikosti amorfni, popřípadě místy dosahuje velikosti velmi malých tabulek grafitu. Z hlediska vločkovitosti je tedy nejpravděpodobnější oblastí provenience grafitické suroviny oblast moldanubická, což by z důvodu tradice keltského osídlení v jižních Čechách nebylo překvapujícím zjištěním. Ložisek grafitu v okolí keltských osad bylo jak na Moravě, tak v Čechách dostatek. Byla tudíž možnost získávat surovinu grafitu pro osadu z Neředína z bližších lokalit, než jsou jižní Čechy. Pravděpodobnou příčinou, proč tedy Keltové dováželi surovinu grafitu až z jižních Čech je, že bližší ložiska nebyla Kelty laténského období objevena, nebo se nacházela ve špatně dostupných místech terénu.

Závěrem lze tedy říci, že RTG analýza nepomohla při určení provenience studovaných vzorků grafitu, neboť se RTG záznam suroviny grafitu neshodoval s žádným z porovnávaných RTG záznamů vzorků typických ložisek Českého masivu. Určit alespoň přibližnou provenienci suroviny se podařilo srovnáním velikosti zrn grafitu z nábrusu s vločkovitostí lokalit Českého masivu. Poměrně velká zrna grafitu napověděla, že původní provenience suroviny se bude s největší pravděpodobností týkat oblasti moldanubika. Pro bližší určení provenience by však bylo zapotřebí využít ještě další, finančně náročnější, metody studia, které bohužel v rámci bakalářské práce nebylo možné realizovat.

KVANTITATIVNÍ STANOVENÍ VÁPENATÝCH SULFÁTŮ V PŘÍRODNÍCH I PRŮMYSLOVÝCH MATERIÁLECH

Quantitative determination of the calcareous sulfates in the natural and industrial materials

Jan Černý¹, Václav Vávra^{1,2,3}

¹ Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: vavra@sci.muni.cz

² Katedra biologie, PedF MU, Poříčí 7, 603 00 Brno

³ CEITEC MU, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: calcium sulfate, X-ray diffraction, quantitative analysis, internal standard, RIR

Abstract

The XRD internal standard method and the RIR method were applied on quantitative phase analysis of anhydrite, bassanite and gypsum. Various test mixtures were analyzed and statistically significant results were obtained. The accuracy of both methods was checked by analysis of three artificial control mixtures. The average absolute error was less than 8 wt. % in all cases.

Úvod

Ve skupině sulfátů zaujímají minerály s vápníkem velmi významné místo. Jsou hojně zastoupeny nejen v přírodě, kde tvoří běžnou součást chemogenních sedimentů, ale i v celé řadě průmyslových materiálů a sekundárních surovin. Vápenaté sulfáty, mezi něž zahrnujeme především anhydrit, bassanit a sádrovec, se svým chemickým složením liší jen nepatrně, a to různým počtem molekul vody na vzorcovou jednotku. Přesto je jejich strukturní uspořádání zcela odlišné a umožňuje tak jednoznačné vzájemné rozlišení pomocí rentgenových difrakčních metod.

Bezvodou fází ve skupině těchto síranů reprezentuje anhydrit, jehož romboicky uspořádaná struktura spadá do prostorové grupy Amma. Tato polymorfni modifikace, označovaná též jako β -anhydrit, se běžně vyskytuje v přírodě jako součást chemogenních sedimentů. Polymorfni modifikace γ -CaSO₄ vzniká úplnou dehydratací sádrovice na vzduchu a α -CaSO₄ stabilní při teplotách nad 1 180 °C se symetrií v prostorové grupě P31c (Hlaváč 1981).

Polovinu molekuly vody na vzorcovou jednotku obsahuje hemihydrát síranu vápenatého bassanit, jehož monoklinická struktura spadá do prostorové grupy I2. Při teplotách pod 85 °C a tlaku do 2 kbar existuje pouze v metastabilním stavu a velmi snadno se hydratuje. Obsah vody kolísá od 0,48 do 0,8 molekuly ve vzorci a jednotlivé struktury vykazují různý stupeň uspořádání s různou výslednou symetrií (Chang et al. 1998).

Dvě molekuly vody na vzorcovou jednotku obsahuje sádrovec a výsledná struktura má monoklinickou symetrii z prostorové grupy I2/a (Pedersen – Semmingsen 1982). Jeho postupnou dehydratací vznikají různé polymorfni modifikace bassanitu a anhydritu, přičemž vzniká stabilita produktů závisí nejen na teplotě, ale i na rychlosti zahřívání nebo tlaku. S hydratací bassanitu na sádrovec se běžně setkáváme při použití stavební sádry (Hlaváč 1981).

Společným rysem všech tří různě hydratovaných forem síranu vápenatého je jejich minimální chemická variabilita na kationtových pozicích vápníku a síry. Některé substituce jsou možné, ale probíhají jen velmi omezeně nebo za vysokých teplot. Rozlišení jednotlivých minerálů nebo dokonce kvantifikace jejich obsahů stanovených pouze na základě chemického složení směsi je tak velmi obtížné. Nabízí se využít zcela odlišných struktur těchto tří fází, které jsou v rentgenovém práškovém difrakčním záznamu reprezentovány výrazně odlišitelnými difrakčními maximy. Prášková difrakce tak nabízí nejen možnost rozlišení β -anhydritu (dále jen anhydritu), bassanitu a sádrovice, ale i řadu metod kvantitativního stanovení obsahu jmenovaných fází.

Předložená práce se zabývá aplikací dvou možných metod při kvantitativním stanovení anhydritu, bassanitu a sádrovice. V přírodních materiálech se běžně setkáme s anhydritem a sádrovcem. V chemogenních sedimentech typu evaporitů tvoří hlavní součást horniny, resp. těžené suroviny a od jejich hmotnostního podílu se odvíjí způsob využití nebo technologie zpracování. Materiály průmyslového původu mohou obsahovat všechny tři minerály a v řadě případů je informace o jejich procentuálním zastoupení zásadní. V největších objemech jsou anhydrit, sádrovec i bassanit zastoupeny v materiálech vznikajících v energetickém průmyslu. Jde zejména o energosádrovec představující finální produkt při odsiřování spalovacího procesu a elektrárenské popílky vznikající při spalování ve fluidním loži. Tyto sekundární suroviny běžně využívá například průmysl stavebních hmot, kde mohou tvořit přísady do cementů. Obsah sulfátů spolu s dalšími složkami přispívá ke vzniku ettringitu, který může významně ovlivnit objemovou nestabilitu produktu. Znalost fázového složení směsí s ohledem na zastoupení sulfátů je důležitá i v jiných typech průmyslové výroby, například ve výrobě

sádrokartonových kompozitů, pórobetonových tvárnic, stavební sádry nebo sádrových obvažů ve zdravotnictví.

Metodika

Pro srovnání metod kvantitativního stanovení obsahu anhydritu, bassanitu a sádrovce rentgenovou práškovou difrakcí byly vybrány dvě z použitelných metod. První z nich je bezstandardová metoda korundového čísla (RIR), která je velmi vhodná pro analýzu trojfázových směsí výše uvedených minerálů. Jako druhá možnost byla vybrána metoda vnitřního standardu, která se jeví pro stanovení zájmových fází jako univerzální. Pro obě metody je v přípravné fázi nezbytné stanovení poměrového koeficientu, resp. vytvoření kalibrační křivky (Zevin – Kimmel 1995).

Metoda korundového čísla vyžaduje stanovení intenzitního faktoru pro každou analyzovanou fázi. Korundové číslo se označuje jako RIR (reference intensity ratio) a je definováno jako poměr intenzity nejsilnější difrakce stanovené fáze (I_j) vůči intenzitě nejsilnějšího maxima korundu (I_c) ve směsi 1 : 1

$$(RIR)_j = \frac{I_j}{I_c} \text{ (Fiala 1994).}$$

Pro řešení této práce byly změřeny dvě sady binárních směsí anhydrit – korund, bassanit – korund a sádrovec – korund a získány odpovídající intenzitní faktory použitelné při vlastní fázové analýze reálných vzorků.

Metoda vnitřního standardu vyžaduje definovaný přírůstek referenční krystalické látky do analyzované směsi, takže obsah analyzované fáze se změní podle vzorce

$$c_j = c_j(1 - c_s)$$

kde c_s je hmotnostní podíl vnitřního standardu a c_j představuje hmotnostní podíl stanovené fáze v původním vzorku. Skutečný podíl stanovené fáze (c_j) je pak lineární funkcí poměru integrálních intenzit vybraných analytických difrakčních maxim analyzované fáze a vnitřního standardu, který je nezávislý na absorpčních koeficientech zúčastněných složek (Zevin – Kimmel 1995). Potřebný koeficient směrnice sklonu lineární závislosti získáme pomocí několika uměle připravených kalibračních směsí, do kterých je přidáno konstantní množství vnitřního standardu.

Pro účely této práce byly připraveny dvě sady kalibračních směsí s obsahem 20, 40, 60 a 80 % anhydritu, bassanitu a sádrovce. Zbytek definované směsi tvořil vápenc (čistý kalcit). Jako vnitřní standard byl do každé směsi v konstantním množství 10 hmot. % přidán fluorit. Jeho

předností je vysoká symetrie, dobrá difrakční mohutnost a skutečnost, že se s analyzovanými minerály vyskytuje v přírodním prostředí jen zcela vzácně. Po pečlivé homogenizaci byly připraveny vzorky pro transmisní měření a ze změřených difrakčních záznamů získány potřebné integrální intenzity vybraných difrakcí síranů a fluoritu, které pak byly použity k sestavení kalibračních křivek.

K měření práškových difrakčních záznamů byl použit automatický difraktometr Stadi P (výrobce STOE) v transmisním uspořádání. Primární rentgenové záření (parametry nastavení generátoru 40 kV, 25 mA) bylo filtrováno primárním Ge (111) monochromátorem na svazek $CoK\alpha_1$ ($1,788965 \cdot 10^{-10}$ m). Detekce byla provedena proporcionálním lineárním pozičně citlivým detektorem s rozlišením $0,05^\circ 2\theta$, posun detektoru o $1^\circ 2\theta$ v jednom načítacím kroku 600 s, rozsah záznamu $5-75^\circ 2\theta$. Pro získávání potřebných integrálních intenzit analytických difrakčních maxim byl použit software VisualXpov.

Výsledky experimentu kvantitativního stanovení

Pro metodu korundového čísla (RIR) byly připraveny dvě sady binárních směsí analyzovaných síranů s korundem v poměru 1 : 1. Ze získaných integrálních intenzit nejsilnější difrakce korundu a dvou nejsilnějších difrakčních maxim anhydritu, bassanitu a sádrovce byly vypočteny potřebné koeficienty prezentované v tabulce 1.

	sada 1	sada 2	průměr
anhydrit 3,499 (020)	2,3963	2,0809	2,2386
anhydrit 2,849 (012)	0,6227	0,6531	0,6379
bassanit 3,006 (400)	1,0146	0,9125	0,9636
bassanit 2,803 (204)	1,2286	1,1064	1,1675
sádrovec 4,28 (021)	1,0852	0,9934	1,0393
sádrovec 3,065 (041)	0,5845	0,5271	0,5558

Tab. 1: Změřené koeficienty RIR pro dvě nejsilnější difrakce anhydritu, bassanitu a sádrovce. Difrakce je charakterizována d-hodnotou (10^{-10} m) a (hkl).

Tab. 1: Measured RIR-coefficients for the two strongest diffractions of anhydrite, bassanite and gypsum. The diffraction is characterized by d-value (10^{-10} m) and (hkl)-value.

Přesnost a použitelnost získaných RIR koeficientů byla ověřena na třech uměle připravených směsích se známým obsahem stanovených síranů. Výsledky stanovení jsou prezentovány v tabulce 2.

Koeficienty lineární regresní závislosti pro metodu vnitřního standardu byly vypočteny ze dvou sad měření uměle připravených kalibračních směsí pro anhydrit,

	směs 1			směs 2			směs 3		
	obsah	sada 1	sada 2	obsah	sada 1	sada 2	obsah	sada 1	sada 2
anhydrit d = 3,499 (020)	40,0%	30,0%	31,9%	24,0%	20,0%	21,5%	33,0%	21,6%	23,1%
anhydrit d = 2,849 (012)	40,0%	34,4%	31,1%	24,0%	22,3%	19,8%	33,0%	28,2%	25,2%
bassanit d = 3,006 (400)	26,0%	32,9%	32,2%	16,0%	19,9%	19,8%	47,0%	57,2%	56,4%
bassanit d = 2,803 (204)	26,0%	31,9%	33,5%	16,0%	21,0%	21,7%	47,0%	52,6%	54,8%
sádrovec d = 4,28 (021)	34,0%	37,2%	35,8%	60,0%	60,1%	58,7%	20,0%	21,1%	20,4%
sádrovec d = 3,065 (041)	34,0%	33,7%	35,4%	60,0%	56,7%	58,5%	20,0%	19,3%	20,0%

Tab. 2: Výsledky kvantitativního stanovení anhydritu, bassanitu a sádrovce metodou RIR pro tři uměle připravené směsi. Složení původních směsí je uvedeno tučně, všechny hodnoty jsou v hmotnostních %.

Tab. 2: Quantitative determination of anhydrite, bassanite and gypsum by RIR method in the three artificial mixtures. Composition of original mixtures is in bold letters, all values are in wt. %.

	sada 1		sada 2	
	a	R2	a	R2
anhydrit (d = 3,499) / fluorit (d = 1,932)	0,113	0,942	0,13	0,9953
anhydrit (d = 2,849) / fluorit (d = 1,932)	0,3481	0,9759	0,3607	0,9727
anhydrit (d = 2,328) / fluorit (d = 1,932)	0,6956	0,9892	0,6885	0,9928
bassanit (d = 6,013) / fluorit (d = 3,154)	0,1963	0,9970	0,1681	0,9829
bassanit (d = 3,006) / fluorit (d = 1,932)	0,2016	0,9795	0,2108	0,9882
bassanit (d = 2,803) / fluorit (d = 3,154)	0,1553	0,9929	0,1353	0,9820
sádrovec (d = 3,065) / fluorit (d = 1,932)	0,4203	0,9995	0,395	0,9701
sádrovec (d = 4,283) / fluorit (d = 1,932)	0,2327	0,9999	0,1971	0,9678
sádrovec (d = 2,873) / fluorit (d = 1,932)	0,3859	0,9955	0,3175	0,9762

Tab. 3: Vybraná difrakční maxima anhydritu, bassanitu a sádrovce pro stanovení regresní závislosti hmotnostního podílu (y) na poměru integrálních intenzit zvolených difrakčních maxim (x). Tvar závislosti je $y = ax$.
 Tab. 3: Anhydrites, bassanites and gypsums analytical peaks used for determination of linear regression equations $y = ax$, where y is phase content in wt. % and x is integral intensity ratio of analytical peaks.

bassanit a sádrovec. Pro vlastní výpočet jsou upraveny do formy $y = ax$, kde y reprezentuje hmotnostní podíl stanovené fáze, x představuje podíl integrálních intenzit analytických difrakčních maxim stanovené fáze a vnitřního standardu a hodnota a udává sklon regresní přímky. Získané hodnoty shrnuje tabulka 3.

Presnost experimentálně získaných koeficientů pro metodu vnitřního standardu byla ověřena na třech uměle připravených směsích a získané výsledky jsou uvedeny v tabulce 4.

Diskuze

Z provedených experimentů metodou korundového čísla vyplývá, že absolutní chyba stanovení nepřekročila hodnotu 11,4 hmot. %. Vybereme-li jako analytické nejsilnější difrakční maximum každé fáze (viz definice metody RIR) je průměrná absolutní chyba stanovení ve všech třech kontrolních směsích pro anhydrit $7,7 \pm 3,3$ hmot. %, bassanit $6,7 \pm 2,5$ hmot. % a sádrovec $1,3 \pm 1,0$ hmot. %. Pro tytéž analytické difrakce můžeme definovat průměrnou relativní chybu stanovení hodnotami pro anhydrit 22,8 %, bassanit 23,4 % a sádrovec 4,1 %.

Získané koeficienty RIR pro tři studované fáze síranů jsou pro běžnou kvantitativní fázovou analýzu použitelné. Vlastní metoda korundového čísla se velmi dobře hodí pro studium trojfázových směsí anhydrit – bassanit – sádrovec, nebo pro směsi s dalšími fázemi za předpokladu, že pro

všechny bude stanoven RIR koeficient pro dané uspořádání rtg difraktometru. Poté se každá analýza stává „bezstandardovou“ a je poměrně rychlá s výše uvedenými hodnotami chyb stanovení.

Pro metodu vnitřního standardu byly vypočteny lineární regresní závislosti poměru integrálních intenzit analytických difrakcí fáze a vnitřního standardu na obsahu analyzované fáze ve směsi. Na ověřovacích směsích byla zjištěna maximální chyba stanovení 12,3 hmot. %. Pro kvantitativní stanovení síranů bylo vybráno více difrakčních maxim a ze získaných výsledků bylo do jisté míry možné vyloučit případné náhodné chyby. Průměrná absolutní chyba stanovení u tří zkušebních směsí činila pro anhydrit $3,0 \pm 1,9$ hmot. %, bassanit $3,2 \pm 3,0$ hmot. % a sádrovec $3,3 \pm 2,9$ hmot. %. Pro stejnou sadu analytických difrakcí (tabulka 4) můžeme definovat i průměrnou relativní chybu stanovení, která je pro anhydrit 8,9 %, bassanit 11 % a sádrovec 9 %.

Závěr

Pro praktickou aplikaci představuje metoda vnitřního standardu větší zátěž na přípravnou fázi, kdy je nezbytné získat potřebné regresní závislosti, zvláště pro každou fázi. Další měření neznámých směsí se neobejde bez přidavku příslušného množství vnitřního standardu do každé analyzované směsi. Větší pracnost je však vyvážena širokou univerzálností v použití této metody, protože stanovení zájmové složky je nezávislé na obsahu jiných složek a mohou být přítomny i špatně krystalické nebo amorfni fáze.

Presnost stanovení metodami RIR a vnitřního standardu se v neposlední řadě odvíjí i od přesnosti navážení jednotlivých složek kalibračních směsí, resp. vnitřního standardu, a dokonalé homogenizaci vzorku před vlastním měřením. Při práci s bassanitem je třeba zabránit reakci s vodou, která by mohla významně pozměnit původní fázové složení směsi. Obě testované metody se jeví jako vhodné pro kvantitativní fázové analýzy anhydritu, bassanitu a sádrovce, obzvláště u velkých sad analyzovaných vzorků.

Poděkování: Tato práce vznikla díky projektu „CEITEC – stře-doevropský technologický institut“ (CZ.1.05/1.1.00/02.0068) z Evropského fondu regionálního rozvoje. Autoři děkují MSM0021622410 a GAČR P207/11/0555.

	směs 1			směs 2			směs 3		
	obsah	sada 1	sada 2	obsah	sada 1	sada 2	obsah	sada 1	sada 2
anhydrit (d = 3,499) / fluorit (d = 1,932)	40,0 %	36,2 %	41,6 %	24,0 %	22,3 %	25,7 %	33,0 %	30,1 %	34,6 %
anhydrit (d = 2,849) / fluorit (d = 1,932)	40,0 %	47,1 %	48,8 %	24,0 %	20,8 %	21,6 %	33,0 %	33,2 %	34,4 %
anhydrit (d = 2,328) / fluorit (d = 1,932)	40,0 %	44,5 %	44,1 %	24,0 %	26,1 %	25,9 %	33,0 %	37,5 %	37,2 %
bassanit (d = 6,013) / fluorit (d = 3,154)	26,0 %	34,1 %	29,2 %	16,0 %	18,9 %	16,2 %	47,0 %	54,5 %	46,7 %
bassanit (d = 3,006) / fluorit (d = 1,932)	26,0 %	27,2 %	28,5 %	16,0 %	15,1 %	15,8 %	47,0 %	46,7 %	48,8 %
bassanit (d = 2,803) / fluorit (d = 3,154)	26,0 %	33,2 %	29,0 %	16,0 %	19,5 %	17,0 %	47,0 %	59,3 %	51,7 %
sádrovec (d = 3,065) / fluorit (d = 1,932)	34,0 %	35,2 %	33,1 %	60,0 %	58,7 %	55,2 %	20,0 %	18,0 %	16,9 %
sádrovec (d = 4,283) / fluorit (d = 1,932)	34,0 %	40,5 %	34,3 %	60,0 %	61,2 %	51,9 %	20,0 %	22,0 %	18,7 %
sádrovec (d = 2,873) / fluorit (d = 1,932)	34,0 %	43,9 %	36,2 %	60,0 %	59,2 %	48,7 %	20,0 %	20,1 %	16,5 %

Tab. 4: Výsledky kvantitativního stanovení anhydritu, bassanitu a sádrovce metodou vnitřního standardu pro tři uměle připravené směsi. Složení původních směsí je uvedeno tučně, všechny hodnoty jsou v hmotnostních %.

Tab. 4: Results of anhydrite, bassanite and gypsum quantity in tree artificial mixtures by using internal standard method. Original mixtures composition is in bold letters and all values are in wt. %.

Literatura

- Fiala, J. (1994): Kvalitativní a kvantitativní fázová analýza. – In: Smrček, L. (ed.): Difrakcia na polykryštalických látkách. – R&D Print, Bratislava, 458 s.
- Hlaváč, J. (1981): Základy technologie silikátů. – SNTL, Praha, 520 s.
- Chang, L. L. Y. – Howie, R. A. – Zussman, J. (1998): Rock-forming minerals. Non-silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates, Halides. – London, 383 pp.
- Pedersen, B. F. – Semmingsen, D. (1982): Neutron Diffraction Refinement of the Structure of Gypsum, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. – Acta Cryst., B38, 1074–1077.
- Zevin, L. S. – Kimmel, G. (1995): Quantitative X-ray diffractometry. – Springer, New York, 372 pp.

DESTRUKCE KALCITOVÝCH SPELEOTÉM V JESKYNÍCH MORAVSKÉHO KRASU

Destruction of calcite speleothem in the Moravian Karst caves

Marta Durdáková, Jiří Faimon

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 336134@mail.muni.cz

(24-23 Protivanov)

Key words: anthropogenic impact, cave, condensation, corrosion, destruction, fissure, straw stalactite

Abstract

Speleothem extensive damage was observed in the Moravian Karst caves during the last 20–30 years. It covers corrosion and falling of straw stalactites especially. Both the processes were studied in the Amatérská Cave and the Punkevní Caves, the sites where the damage is most extensive. The results indicate that corrosion dominates in the Amatérská Cave whereas speleothem falling seems more extensive in the Punkevní Caves. Based on fissile cracks in calcite wall, the falling was interpreted as result of a mechanical damage. As the corrosion impact was found only on the outer site of stalactite wall, it was interpreted as consequence of calcite dissolution by condensed water (condensation corrosion). An anthropogenic impact is ambiguous.

Úvod

V posledních 20–30 letech je v jeskyních Moravského krasu pozorováno rozsáhlé chemické a mechanické poškození speleotém. Nejvíce postižená jsou brčka – drobné duté stalaktity rourkovitého tvaru s vnitřním centrálním kanálkem. Stěna brčka je tvořena především kalcitem (Štelcl – Zimák 2001). Délka brček se v Moravském krasu pohybuje v řádech několika centimetrů až decimetrů, vnější průměr je 4–5 mm. Rychlost růstu brček se odhaduje na 0,2–2 mm/rok (Příbyl et al. 1992). Dřívější hypotézy o mechanismu destrukce brček vycházely z představy (1) chemické koroze skapovými vodami s následným (2) porušením integrity a opadnutím brčka. Tradičně se spekuluje o antropogenních vlivech, ať už přímých (zprístupňování a provoz jeskyní), nebo nepřímých (znečištění krasových vod, doprava, těžba nerostných surovin). Cílem práce je (1) zmapování celkového rozsahu poškození, (2) lepší pochopení příčin destrukce a (3) identifikace případných antropogenních vlivů.

Metodika

Sběr brček proběhl ve dvou termínech, v listopadu 2008 a v srpnu 2009, 3 roky po předcházejícím sběru. Hlavní sběr byl proveden v z. macošské větvi Amatérské jeskyně (Javorová chodba, Absolonův dóm/Honzovo království, Dóm pestrých jílu, Dóm Roztoka) a v Punkevních jeskyních (Masarykův dóm). Ve všech případech byla brčka sesbírána z klastických sedimentů, sintrů a jeskynních hlín. Z Amatérské jeskyně pocházelo 37 vzorků (6 kompletních brček a 31 segmentů brček), z Punkevních jeskyní pak 130 vzorků (23 kompletních brček, 107 segmentů).

Brčka byla podrobena morfologickému a morfometrickému studiu pod binokulární lupou a studiu podélných i příčných leštěných výbrusů (1) optickým polarizačním mikroskopem (XPL, PPL Olympus BX 51) a (2) skenova-

cím elektronovým mikroskopem SEM (CAMECA SX100). Morfologické studium bylo zaměřeno na tvar brčka, náznaky koroze, náznaky mechanického poškození (chybějící část stěny, díry ve stěně, výskyt štěpných trhlin) a povahu lomů. Při morfometrickém studiu byly měřeny délky brček/segmentů, vnější průměry brčka, průměr centrálního kanálku, tloušťka stěny a úhel lomu brčka.

Bodové chemické analýzy stěny brčka byly provedeny elektronovou mikrosoudou CAMECA SX100 metodou WDX.

Výsledky

Amatérská jeskyně

Průměrná délka studovaných brček (a jejich segmentů) z Amatérské jeskyně byla $5,1 \pm 3,6$ cm (směrodatná odchylka), vnější průměr brčka byl $4,7 \pm 0,6$ mm. Úhly lomů se pohybovaly v rozmezí od 29 do 89°. Průměrný počet kalcitových individuí v příčném řezu stěnou brčka byl $2,65 \pm 0,5$, velikost individuí byla 283 ± 24 μ m. Kromě kalcitu byly ve stěně brčka nalezeny i jiné minerální fáze: jílové minerály a oxidy/hydroxidy Fe, nejčastěji podél ploch štěpnosti kalcitu. Sporadicky bylo pozorováno vrůstání nově vytvořeného kalcitu do stěny brčka. Chemické analýzy potvrdily převahu kalcitu v kalcitové stěně. Koncentrace MgO nepřesáhly 0,12 hmot. %. Z nekarbonátových složek byl přítomen SiO₂ (max. 0,62 hmot. %) a P₂O₅ (max. 0,12 hmot. %).

U 75,7 % vzorků byly pozorovány štěpné trhliny ve stěně brčka a u 59,5 % vzorků projevy koroze. Trhliny se vyskytovaly nejčastěji u brček tenkostěnných (mocnost stěny < 2 mm). Koroze se projevovala výhradně na vnější straně stěny brčka vyleptanými důlky (kavernami) o velikosti až 1 cm, většinou ve spojení s rezavě hnědým zabarvením.

Punkevní jeskyně

Průměrná délka brček (jejich segmentů) z Punkevních jeskyní byla $6,0 \pm 4,0$ cm (směrodatná odchylka), vnější průměr brčka byl $4,6 \pm 0,8$ mm. Úhly lomu byly v rozmezí od 39° do 90° . Obvod stěny brčka byl tvořen $2,66 \pm 1,2$ kalcitovými individui o velikosti 250 ± 161 μ m. Kromě kalcitu byly nalezeny i další minerální fáze: jílové minerály, oxidy/hydroxidy Fe, plagioklas, biotit a křemen. Tyto minerály byly uzavřeny v dutinkách uvnitř stěny brčka.

Kromě Ca byly v brčkách z Punkevních jeskyní zaznamenány zvýšené koncentrace K_2O (max. 0,13 hmot. %), SiO_2 (max. 0,19 hmot. %) a SO_3 (max. 0,15 hmot. %). Štěpné trhliny byly identifikovány u 58,5 % brček a chemické poškození u 5,4 % brček.

Diskuze

Na základě krátkého časového rozmezí 2–3 roky od posledního sběru vzorků lze konstatovat, že (1) k opadu brček dochází i v současnosti a (2) rozsah destrukce je značný. Zvláště nález 140 kusů destruovaných brček v Punkevních jeskyních na malé ploše Masarykova dómu je enormní. Brčka z obou lokalit mají obdobné morfologické a morfometrické parametry, mírně se liší variabilitou: brčka z Punkevních jeskyní vykazují vyšší variabilitu jak v počtu, tak ve velikosti kalcitových individuí v porovnání s brčky z Amatérské jeskyně. Vnitřní uspořádání brček může předurčovat odolnost brček vůči destrukci.

Štěpné trhliny ve stěně brčka jsou důležitým ukazatelem mechanického poškození brček. Lze předpokládat, že trhliny se primárně tvoří při mechanickém namáhání brčka díky extrémně velké štěpnosti kalcitu. Na vzniku trhlín se v minulosti mohl podílet člověk, především při zpřístupňování jeskyní. Častý protiargument o časové nekonzistentnosti není korektní: primární trhliny se mohly v průběhu času rozšiřovat jako důsledek spolupůsobení

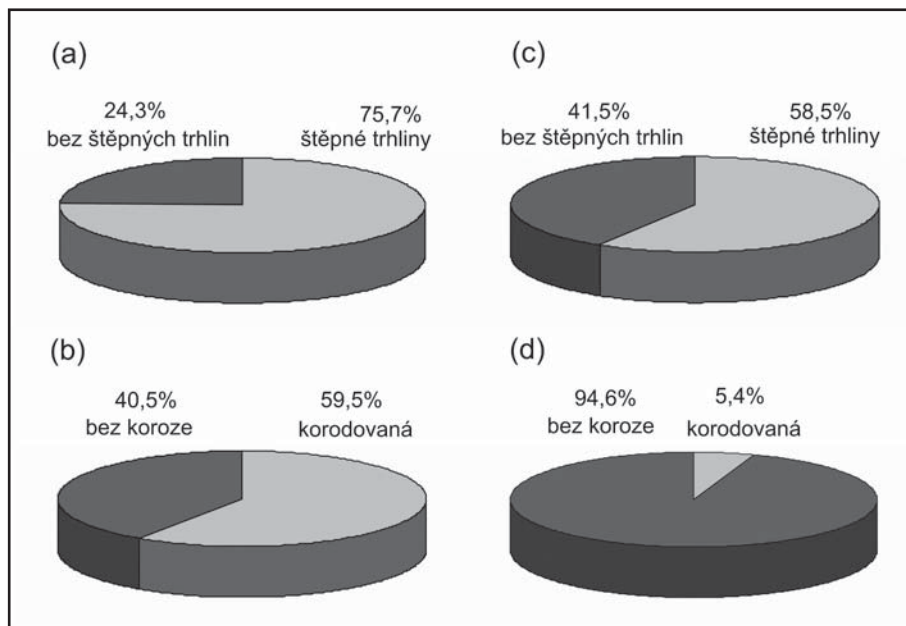
slabých vnějších vlivů až po narušení integrity kalcitové stěny a opadnutí brčka v dnešní době. Porovnání rozsahu výskytu štěpných trhlín v brčkách z obou jeskyní však nepotvrdilo významné rozdíly, dokonce vyšší četnost vykazují trhliny v brčkách Amatérské jeskyně (obr. 1a, c). To je zdánlivě v rozporu s předpokládaným antropogenním vlivem, kdy antropogenní zásahy v Punkevních jeskyních mohou být vnímány jako rozsáhlejší. Budováním vstupní štoly Amatérské jeskyně se však tyto vlivy do značné míry vyrovnaly. Mikrostruktura některých štěpných trhlín naznačuje, že by se na jejich rozšiřování mohla podílet i tzv. biokoroze. Existují i hypotézy o pnutí vzniklém rekrystalizací kalcitové stěny (Faimon et al. 2006), nicméně přímé důkazy o tomto mechanismu chybí. Pevnost kalcitové stěny mohou snižovat také nekarbonátové minerální fáze (jílové minerály, oxidy a hydroxidy Fe v Amatérské jeskyni, křemen, biotit, plagioklas, jílové minerály, oxidy a hydroxidy Fe v Punkevních jeskyních) nebo kalcit nové generace narušením vnitřního uspořádání klenců kalcitu ve stěně. Cizí fáze ve stěně brčka zřejmě nevznikaly syngeneticky, ale byly do jeskyně zavlečeny. Distribuce nekarbonátových složek (SiO_2 , P_2O_5 , K_2O , SO_3) v závislosti na délce (a stáří) brčka naznačuje, že tyto složky nesouvisí s antropogenním znečištěním.

Brčka z Amatérské jeskyně jsou zřetelně více postižena korozí než brčka z Punkevních jeskyní (obr. 1b, d). Typická je koroze vnější stěny brčka, v některých případech i s lokální destrukcí stěny brčka. Koroze vnitřní stěny brček (ze strany vnitřního kanálku) nebyla zaznamenána a nebyla tak nalezena žádná souvislost mezi poškozením speleotém a znečištěním povrchových vod. To je konzistentní s hydrogeochemickou studií, při které byla většina skapových vod identifikována jako přesycených ke kalcitu (Faimon et al. 2006). Postižení vnější strany stěny brčka potvrzuje vliv tzv. kondenzační koroze. Ta může

být indukována změnami mikroklimatu jeskyně, avšak identifikovat antropogenní vlivy by vyžadovalo mnohem detailnější studii. Za zmínku stojí typické kontaminace jíly v místě koroze, vliv jílu na korozi je však nejasný.

Závěry

Porovnání obou studovaných jeskyní ukazuje, že jak mezi stavbou brček, tak v míře postižení jsou určité rozdíly. V Amatérské jeskyni mírně převažuje zastoupení štěpných trhlín, avšak opad brček se zdá intenzivnější v Punkevních jeskyních. Kvantitativní porovnání nebylo možné: data by musela být normována hustotou výskytu brček v daném místě, která nebyla pro tuto studii dostup-



Obr. 1. Poškození brček v jeskyních Moravského krasu. Amatérská jeskyně: a – štěpné trhliny, b – koroze; Punkevní jeskyně: c – štěpné trhliny, d – koroze.

Fig. 1. Damage of straw stalactites in the caves of the Moravian Karst. Amatérská cave: a – fissures, b – corrosion; Punkevní caves: c – fissures, d – corrosion.

ná. Mechanické poškození je bezesporu odvozeno od pnutí v kalcitové stěně. To mohlo vznikat antropogenními aktivitami především v minulosti (při zpřístupňování jeskyní).

Koroze brček jasně dominuje v Amatérské jeskyni. Poškozená místa výhradně na vnější stěně brčka naznačují, že jsou důsledkem působení zkondenzované vody (kondenzační koroze). Tento proces souvisí s mikroklimatickými podmínkami v jeskyni – nakolik však byly tyto

podmínky antropogenně ovlivněné, je nejasné. Studie je součástí diplomové práce (Durdáková 2011).

Poděkování

Autoři děkují recenzentovi článku J. Štelcovi ze podnětné připomínky. Práce byla podporována výzkumným záměrem MSM0021622412 MŠMT ČR.

Literatura

- Durdáková, M. (2011): Mechanická destrukce kalcitových speleotém (Moravský kras). – MS, diplomová práce, PřF MU Brno.
- Faimon, J. – Štelcl, J. – Schwarzová, M. – Zajíček, P. – Zimák, J. (2006): Recentní krasové procesy: destrukce speleotém. MS, závěrečná zpráva, PřF UP Olomouc.
- Příbyl, J. – Ložek, V. – Kučera, B. – Bosák, P. – Cílek, V. – Jančařík, A. – Kirchner, K. – Panoš, V. – Sklenář, K. – Sločík, J. – Smejkal, V. – Štěrba, O. – Vošátko, J. – Vlček, V. (1992): Základy karsologie a speleologie. – 354 s. Academia, Praha.
- Štelcl, J. – Zimák, J. (2001): Mineralogické zhodnocení brček opadajících v jeskyních Moravského krasu. – In: Bella, P. (ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň. – Zborník referátov z 3. vedeckej konferencie, 100–103. Správa jaskýní, Liptovský Mikuláš.

ANTROPOGENNÍ OVLIVNĚNÍ MIKROKLIMATU CÍSAŘSKÉ JESKYNĚ (MORAVSKÝ KRAS)

Anthropogenic impact on the microclimate of the Císařská Cave (Moravian Karst)

Roman Horníček¹, Jiří Faimon¹, Daniel Sas²

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 175308@mail.muni.cz

² Univerzita obrany, Kounicova 65, 612 00 Brno; e-mail: daniel.sas@unob.cz

(24-23 Protivanov)

Key words: Císařská Cave, CO₂ concentration, human, humidity, speleotherapy, temperature

Abstract

Impact of cave visitors on selected microclimatic parameters was studied in the Císařská Cave (Moravian Karst). The study showed that visitors produce significant amounts of carbon dioxide, heat, and vapor that are capable to increase CO₂ levels, temperature, and specific humidity of cave air, respectively. Anthropogenic CO₂ flux into the cave was estimated as 0.64 mol hour⁻¹ person⁻¹. Restoration of the natural values requires different times: one hour in case of temperature/humidity and one day in case of CO₂ level, based on cave ventilation. An impact on the karst processes as speleothem growth/dissolution was not proved.

Úvod

Císařská jeskyně v Moravském krasu je v současnosti využívána ke speleoterapii a kromě toho slouží jako modelová lokalita pro studium antropogenního ovlivnění jeskynního systému. Předložená studie se zaměřuje na proměnné, které zásadním způsobem ovlivňují mikroklima jeskyně (CO₂, teplota, vlhkost) a kromě toho i základní krasové procesy jako je růst nebo koroze speleotém. Výsledky studia mají přispět k odhadu (1) rozsahu ovlivnění, (2) doby relaxace jeskyně, resp. (3) případného environmentálního rizika.

Místo studia

Moravský kras je součástí většího geomorfologického celku Drahané vrchoviny, v jv. části České vysočiny. Nachází se s. od Brna, v délce cca 25 km, šířce 3–6 km s celkovou plochou 85 km². Geomorfologicky se dělí na tři základní části (Musil 1993), a to na severní (Suchdolské plošiny), střední (Rudické plošiny) a jižní (Ochozské plošiny). Krasový profil je budován macošským souvrstvím s vápenci josefovskými, lažáneckými a vilémovickými. Ve střední a j. části krasu je v nadloží macošského souvrství líšeňské souvrství s vápenci křtinskými a hádsko-říčskými (Chlupáč et al. 2002). Samotná Císařská jeskyně se nachází v s. části Moravského krasu, mezi obcemi Holštejn a Ostrov u Macochy. Je vytvořena ve vilémovických vápencích.

Speleoterapie

Jeskynní mikroklima má terapeutické účinky na pacienty s dýchacími problémy (alergie, astma). Detailní mechanismus speleoterapeutického účinku není znám, avšak moderní výzkumy naznačují, že je to komplexní působení celé řady mikroklimatických faktorů, jako je: (1) snížená a téměř konstantní teplota, (2) vysoká relativní vlhkost blízká 100 %, (3) zvýšená koncentrace plynů (CO₂, Rn),

submikronových částic (speleo-aerosol) a lehkých iontů, a v neposlední řadě (4) snížená koncentrace polutantů (SO_x, NO_x), alergenů a mikroorganismů ve srovnání s venkovní atmosférou. Stimulující může být slabá expozice ionizujícím zářením. V Císařské jeskyni probíhá speleoterapie v různých formách již od roku 1983. Po úpravách v roce 1997 (chodníky, štola) je jeskyně celoročně využívána Dětskou léčebnou se speleoterapií v Ostrově u Macochy. Během léčebného procesu tráví dětská pacienta denně 2–3 hodiny v jeskyni. Jedna polovina této doby je zaměřena na fázi pohybovou a druhá klidovou.

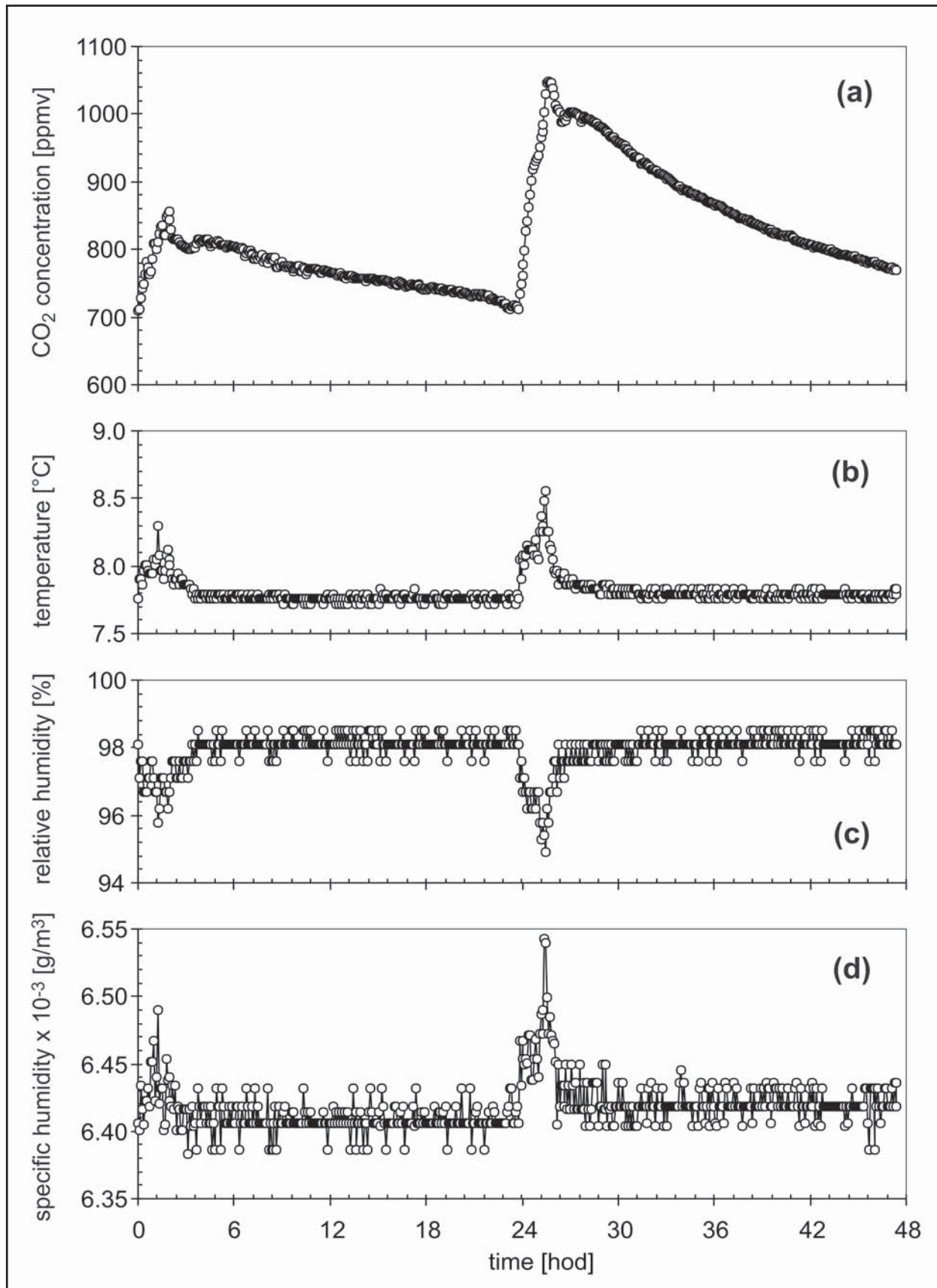
Metodika

Všechna data (koncentrace CO₂, teplota, vlhkost) pochází z monitoringu jeskynního mikroklimatu v období 9. 9.–11. 9. 1998. Data byla naměřena v Nagelově domě, kde se pacienti věnují fyzickým aktivitám. V průběhu 48 hodin se zde vystřídaly dvě skupiny dětských pacientů: první skupina měla 18 osob, druhá 30 osob.

Při měření mikroklimatických proměnných byly použity následující přístroje: pro měření oxidu uhličitého ruční infračervený detektor FT A600-CO₂H spojený s přenosným univerzálním měřičem ALMEMO 2290-4 V5 (Ahlborn, Německo; rozsah 0–10 000 ppmv, rozlišovací schopnost 1 ppmv). Teplota a vlhkost byly měřeny přístrojem Multilogger-Analyser Babuc (LSI, ITÁLIE; rozsah teploty -50 + 80 °C, rozlišovací schopnost 0,01 °C, rozsah relativní vlhkosti 0–100 %, rozlišovací schopnost 0,1 %). Všechna měření byla prováděna ve výšce cca 0,5 m nad zemí tak, aby nemohla být ovlivněna navzájem.

Výsledky

Během pobytu osob v jeskyni došlo ke zřetelnému nárůstu hodnot mikroklimatických proměnných s následným postupným návratem k původním hodnotám



Obr. 1: Vývoj mikroklimatických proměnných v Císařské jeskyni při antropogenním ovlivnění (vstup 18 osob v čase $t = 0$ hod., odchod osob v čase $t = 1,95$ hod.; vstup 30 osob v čase $t = 23,75$ hod., odchod osob v čase $t = 25,83$ hod.). (a) koncentrace CO_2 , (b) teplota, (c) relativní vlhkost, (d) specifická vlhkost.

Fig. 1: Evolution of microclimatic variables in the Císařská Cave at anthropogenic impact (entering of 18 persons at time $t = 0$ hour, person leaving at time $t = 1.95$ hour; entering of 30 persons at time $t = 23.75$ hours, person leaving at time $t = 25.83$ hours). CO_2 concentration (a); temperature (b); relative humidity (c); specific humidity (d).

(obr. 1). Výchozí koncentrace 709 obj. ppm CO₂ (v čase t = 0) se po téměř dvou hodinách pobytu 18 osob zvýšila na 856 obj. ppm (obr. 1a). Po odchodu osob došlo k postupnému poklesu a po 24 hodinách se koncentrace vrátila téměř na původní hodnotu (711 obj. ppm CO₂). Druhý nárůst (v čase t = 23,75 hod.) byl spojen s 2hodinovým pobytem skupiny 30 osob. Důsledkem bylo dosažení maxima 1 049 obj. ppm CO₂. 24 hodin po odchodu osob se koncentrace vrátila do blízkosti původní hodnoty (769 obj. ppm CO₂) (obr. 1a).

Obdobně konzistentní s pobytem osob byl i vývoj teploty v jeskyni (obr. 1b). Jsou patrné dva nárůsty teploty z hodnot 7,76 °C až na 8,30 °C (první skupina osob), resp. na 8,55 °C (druhá skupina osob). Návrat teploty k původním hodnotám byl v obou případech relativně rychlý – nepřesahuje 1 hod. Relativní vlhkost vykazovala vlivem rostoucí teploty reciprokový vývoj: v průběhu pobytu osob poklesly hodnoty z 98,1 na 95,8 % (první skupina osob), resp. na 94,9 % (druhá skupina osob) (obr. 1c). Po přepočtu relativní vlhkosti na specifickou vlhkost hodnoty podle očekávání rostly z 6,4.10⁻³ g/m³ na 6,49.10⁻³ g/m³ (první skupina osob), resp. na 6,54.10⁻³ g/m³ (druhá skupina osob) (obr. 1d). Během jedné hodiny po odchodu pacientů se hodnoty přiblížily k původním hodnotám s malým trvalým navýšením; např. po odchodu druhé skupiny zůstala specifická vlhkost navýšena o 0,0012.10⁻³ g/m³ oproti výchozí hodnotě.

Diskuze

Během prvního pobytu 18 osob v Nágelově dómu rostla koncentrace CO₂ lineárně se směrnici ~ 72 obj. ppm hod⁻¹. Po přepočtu na jednu osobu činí normovaný přírůstek ~ 4.0 obj. ppm hod⁻¹ osoba⁻¹. Při pobytu 30 osob rostla koncentrace CO₂ se směrnici ~ 170 obj. ppm hod⁻¹, což odpovídá normovanému nárůstu ~ 5,7 obj. ppm hod⁻¹ osoba⁻¹. Rozdíly mezi oběma hodnotami mohou souviset s odlišnou intenzitou činnosti, věkem osob nebo aktuální ventilací jeskyně. Průměrná hodnota nárůstu činí 4.8 obj. ppm CO₂ hod⁻¹ osoba⁻¹. Objemová koncentrace v ppm byla přepočtena na látkové množství 14,4 litru čistého CO₂ v celém objemu Nágelova dómu (za předpokladu objemu V = 3 000 m³, Faimon et al. 2006), tj. na 0,64 molu (22,4 litru ~ 1 mol). Výsledný antropogenní tok CO₂ v Nágelově dómu tedy činí ~ 0,64 mol hod⁻¹ osoba⁻¹. Tato hodnota se zhruba shoduje s hodnotou uváděnou v práci Faimon et al. (2006). Často diskutovanou otázkou je, zda může člověk vydechovaným oxidem uhličitým indukovat korozi speleotém. Vydechovaný CO₂ bezesporu

zvýšuje parciální tlaky v jeskynní atmosféře. V závislosti na parciálních tlacích CO₂ ve vodě (skapové vody) se atmosférický CO₂ buď rozpouští nebo uvolňuje. Zatímco odplynění vod indukuje/zvyšuje přesycení kalcitem a růst speleotém, rozpouštění CO₂ snižuje nasycení vody kalcitem a v extrémním případě může růst kalcitu invertovat v jeho rozpouštění. Jak však ukázali Faimon et al. (2006), parciální tlaky CO₂ ve skapové vodě s velkou rezervou převyšují parciální tlaky i v antropogenně přeměněné jeskynní atmosféře a inverze růstu v rozpouštění hrozí jen za zcela extrémních podmínek.

Obdobnou otázkou je, zda další antropogenní produkt, vydechovaná vodní pára, může přispět ke kondenzaci vody v jeskynní atmosféře a k tzv. kondenzační korozi (Dreybrodt et al. 2005). Jak ukazují naše výsledky, vydechovaná vodní pára sice zvyšuje specifickou vlhkost jeskynní atmosféry, avšak současné zvýšení teploty způsobí pokles relativní vlhkosti. Po návratu teplot k původním hodnotám sice specifická vlhkost o něco převyšuje výchozí hodnoty, ale k dosažení nasycení vzduchu vodní párou zůstává stále velká rezerva. Zdá se tedy, že antropogenní zvýšení vlhkosti nevede až ke kondenzaci vody a k následné kondenzační korozi.

Závěr

Antropogenní vlivy na mikroklimatické proměnné byly studovány v Císařské jeskyni (Moravský kras) při speleoterapii dvou rozdílně velkých skupin pacientů. Podle předpokladů byly proměnné jako je (1) koncentrace oxidu uhličitého, (2) teplota vzduchu a (3) vlhkost vzduchu modifikovány přítomností pacientů. Vývoj hodnot závisel na aktuálním počtu osob a délce jejich setrvání v jeskyni. Po odchodu osob z jeskyně se proměnné vracely zpět blízko k původním přirozeným hodnotám. Vyžadovaný čas návratu se lišil: nejdelší čas vyžadovaly koncentrace CO₂, řádově 24 hodin a víc, v závislosti na ventilaci jeskyně. Oproti tomu teplota a vlhkost se blíží původním hodnotám relativně rychle, zhruba během 1 hod. Navzdory znatelným změnám v hodnotách mikroklimatických proměnných se člověk ani při frekventovaném pobytu v Císařské jeskyni zřejmě nepodílí na zásadních změnách základních krasových procesů jako je růst nebo koroze speleotém. Práce je součástí bakalářské práce Horníčka (2010).

Poděkování

Autoři děkují recenzentovi článku J. Otavovi z ČGS za podnětné připomínky. Práce byla podporována výzkumným záměrem MSM0021622412 MŠMT ČR.

Literatura

- Dreybrodt, W. – Gabrovšek, F. – Perne, M. (2005): Condensation corrosion: A theoretical approach. – *Acta Carsologica*, 34: 317–348.
 Faimon, J. – Štelcl, J. – Sas, D. (2006): Anthropogenic CO₂-flux into cave atmosphere and its environmental impact: A case study in the Císařská Cave (Moravian Karst, Czech Republic). – *Science of the Total Environment*, 369: 231–245.
 Horníček, R. (2010): Studium antropogenních toků CO₂ v Císařské jeskyni (Moravský kras). – MS, bakalářská práce PřF MU, Brno.
 Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Akademie věd České republiky, Praha, 436 s.
 Musil, R. (1993): Moravský kras: labyrinty poznání. – GEO program, Adamov, 336 s.

KORELACE DAT LETECKÉ, POZEMNÍ A LABORATORNÍ GAMASPEKTROMETRIE NA TĚLESECH DURBACHITŮ

Correlation of air-borne, field and laboratory gamaspectrometries' data on durbachites

Martin Pavlík, Jaromír Leichmann

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; email: 150596@mail.muni.cz

(24-31 Velké Meziříčí)

Key words: durbachite, gamaspectrometry, Řikonín, Velké Meziříčí

Abstract

The first object of this article was a comparison of the air-borne gamaspectrometry's data extracted from a geophysical map that had been realized in 2005 by the Miligal s. r. o. company within the frame of the Faculty of Science of Masaryk University's project named Inchembiol, with data obtained by the field and laboratory gamaspectrometries. The second aim was to test the influence of various cover's types and measuring geometry on the accuracy of gamaspectrometry's measurements. The comparison's results revealed important differences in concentrations measured by each of previous mentioned gamaspectrometries, particularly by the air-borne geophysics and field and laboratory gamaspectrometries. Furthermore, differences between the measurings in the holes and on the surface were recorded due to a high snow cover.

Úvod

Radiometrie je obor zabývající se přirozenou radioaktivitou hornin a zemin na povrchu země a v jeho blízkosti. Používá se ke kvantitativnímu a kvalitativnímu stanovení přirozeně radioaktivních prvků v horninách, vzduchu a vodách. Při vyhledávání a mapování je jedním z parametrů obnaženost hornin. Z toho důvodu se v zakrytých oblastech uplatňuje vrtný průzkum, v odkrytých oblastech jde naopak o průzkum letecký či povrchový. Nejčastěji používanou metodou při zjišťování míry radioaktivity hornin je měření záření gama (Mareš et al. 1979). Jednou z možností pro uskutečnění tohoto měření je letecký průzkum. Ten je využíván při měření radioaktivity velkých ploch či ve špatně přístupných místech.

Cílem této práce je porovnání výsledků letecké gamaspektrometrie, získaných z geofyzikální mapy, která byla vyhotovena v roce 2005 firmou Miligal s. r. o. v rámci projektu Inchembiol přírodovědecké fakulty MU a pozemní a laboratorní gamaspektrometrie. Dále pak testování různých vlivů pokryvu a geometrie měření na přesnost gamaspektrometrického měření.

Geologická situace

Všechna gamaspektrometrická měření byla provedena na durbachitech u nás běžně označovaných jako typ „Čertovo břemeno“. Konkrétně se jedná o porfyrické amfibol-biotitické melanokráttní žuly až melanokráttní křemenné syenity (Holub 1997). Petrograficky jde o hrubě zrnitý durbachit, který představuje nejrozšířenější typ třebíčského masivu. Tyto durbachity jsou šedavé až šedavě černé barvy s porfyrickou strukturou. Porfyrické vyrostlice tvoří bílé až šedé krystaly K-živců o velikosti kolem dvou centimetrů. Čerstvé durbachity se vyznačují velkou tvrdostí, pro zvětralé durbachity je charakteristická drobi-

vost. U zvětralých durbachitů krystaly K-živce vyvětrávají či vypadávají z horniny. Častá je také chloritizace biotitu.

Durbachitické horniny jsou neobvyklé hlavně svým geochemickým charakterem. Mají vysoké obsahy Mg, Cr a Ni, což ukazuje na přítomnost plášťové komponenty. Naopak vysoké koncentrace LIL prvků (K, Rb, Ba) a radioaktivních prvků (U, Th) svědčí o přítomnosti korového materiálu. V současnosti převažuje názor interpretující vznik hornin durbachitické série jako produkt mísení obohaceného plášťového magmatu s korovou taveninou (Holub 1997). Pro horniny durbachitické série je charakteristická anomálně vysoká přirozená radioaktivita (Zachovalová et al. 1998).

První lokalita, na které bylo provedeno měření, se nalézá v údolí řeky Loučky poblíž obce Řikonín cca 10 km sz. od města Tišnov. V inkriminované oblasti proráží řeka Loučka těleso durbachitu. Toto těleso na studovaném území sousedí se svrateckou klenbou moravika, přesněji s její vnější částí nazývanou jako bítešská skupina (bítešské ortoruly). Bítešské ortoruly jsou horniny leukokráttní s převládajícím K-živcem a jsou velmi chudé na prvky U a Th (Matolín 1970). Z hlediska radioaktivních vlastností náleží ke stejné skupině jako granitoidy brněnského masivu, což znamená, že mají velmi nízkou radioaktivitu.

Druhá lokalita je situována asi 1 km s. od města Velké Meziříčí. Zde bylo provedeno měření na tělese třebíčského plutonu, který je největším tělesem durbachitu na území České republiky.

K terénnímu měření byl použit gamaspektrometr RS 230, který využívá jako detektoru monokrystal germanátu bismutu (BGO). Gamaspektrometr RS 230 měří přímo koncentrace K, U a Th a to ve dvou modech – survey a modu assay. V modu survey přístroj registruje všechny gama pulzy (20× za sekundu), které pak zobrazuje na displeji jako křivku. Když intenzita příchozího signálu

překročí stanovenou mez, přístroj na tuto skutečnost upozorní zvukovým signálem. Mez i sílu zvukového signálu lze nastavit v menu přístroje. Měření v modu survey je efektivní pro túrování terénu, obzvláště pak v kombinaci s GPS. Pro detailnější a přesnější výsledky je mod assay. Data změřená v modu assay jsou přesnější, neboť přístroj měří koncentrace sledovaných radioaktivních prvků přímo na výchozu. Díky tomu nejsou výsledky tolik ovlivněny okolním prostředím.

V údolí řeky Loučky bylo na větších horninových výchozech durbachitů uskutečněno celkem 6 měření, a to v modu assay, každé po dobu pěti minut. Hodnoty laboratorní byly naměřeny pomocí spektrometru RT-50 LAB s napojením na váhu a počítač. Jedná se o 1 024 kanálový spektrometr s válčovým detektorem NaI(Tl) 76 × 76 mm v olověném stínění tloušťky 9 cm, který je ovládán pomocí softwaru LAB Center z počítače. Program vypočítává koncentrace přirozeně radioaktivních prvků K, U, Th z porovnání naměřených spekter vzorků se spektry pracovních etalonů o známé koncentraci. Pro uvedené měření se v terénu odebralo 6 vzorků hrubě zrnitého durbachitu. Tyto vzorky prošly před samotným měřením řádnou úpravou a byly uloženy po dobu tří týdnů, které jsou nezbytné k ustálení radioaktivní rovnováhy Ra-226 a Rn-222.

Na lokalitě Velké Meziříčí bylo provedeno gamaspektrometrem RS 230 měření v kopaných 40 cm hlubokých jamkách. Měřilo se vždy na povrchu a v 40 cm hluboké jamce. Dále zde bylo realizováno měření na sněhové pokrývce. Pokus byl proveden na 30centimetrové vrstvě těžkého, zmrzlého, na povrchu částečně tajícího sněhu. Tímto měřením se zjišťovalo, do jaké míry bude 15 a 30 centimetrová vrstva sněhu odstiňovat záření gama. Posledním pokusem provedeným na této lokalitě bylo, nakolik odstíní záření gama 5cm vrstva mechu.

Vzorek	K [%]	K [%]	U [ppm]	U [ppm]	Th [ppm]	Th [ppm]
	terénní	laboratorní	terénní	laboratorní	terénní	laboratorní
1	8,8	5,8	14,9	14,75	42,40	45,90
2	8,0	6,3	14,5	14,90	46,00	46,43
3	9,3	5,9	14,5	14,60	47,50	48,20
4	5,2	5,8	12,8	12,80	43,60	47,00
5	4,8	5,8	12,7	13,40	47,00	47,30
6	7,8	6,0	13,8	14,90	46,00	48,10

Tab. 1 Koncentrace přirozených izotopů K, U, Th ve studované oblasti.

Tab.1 Concentration of natural isotopes K, U, Th in the investigated area.

Čerstvost horniny	Draslík [%]	Uran [ppm]	Thorium [ppm]
Čerstvá hornina	6,00	14,78	47,15
Zvětralá hornina	5,80	13,10	47,10

Tab. 2 Závislost koncentrace zkoumaných prvků na čerstvosti horniny – průměrné hodnoty.

Tab. 2 Concentration dependence of investigated elements on the weathered rock – average values.

vzorek číslo	K [%]	K [%]	U [ppm]	U [ppm]	Th [ppm]	Th [ppm]	U/Th	U/Th
	povrch	jamka	povrch	jamka	povrch	jamka	povrch	jamka
1	3,40	5,70	5,00	7,70	20,30	34,80	0,24	0,22
2	3,50	5,10	5,70	8,50	20,60	33,80	0,27	0,25
3	4,10	5,40	5,40	8,40	20,50	35,40	0,26	0,24

Tab. 3 Porovnání měření v jamkách a na povrchu.

Tab. 3 Comparison of measuring in the holes and on the surface.

Výsledky

Naměřené hodnoty koncentrací, při terénním měření na lokalitě Řikonín, se u K pohybovaly v rozmezí 4,8–9,3 hmot. %. Množství uranu obsažené v hornině na zkoumaném území bylo v rozmezí 12–15 ppm a obsahy thoria v rozmezí 42–48 ppm.

Všechny laboratorně měřené vzorky měly hodnotu koncentrace K okolo 5,9 hmot. %. Výše koncentrací U se pohybovaly mezi 12–15 ppm a u Th 45–49 ppm (tab. 1). Vzhledem k čerstvosti horniny se koncentrace K a Th nějak zásadně neměnily. Pouze u U byly hodnoty koncentrace ve zvětralých vzorcích (vzorek 4 a 5) o necelých 2 ppm menší než u vzorků čerstvých (tab. 2).

Měření v jamkách bylo provedeno na třech místech, vzdálených od sebe max. 15 metrů. Výsledky měření (tab. 3) poukazují na zvýšené hodnoty koncentrací všech tří studovaných prvků měřených v jamkách oproti výsledkům naměřeným na povrchu.

V tabulce 4 a 5 jsou výsledky zjišťování vlivu pokryvu na detekci gama záření. Tabulka 4 ukazuje, jak se mění naměřené koncentrace U, Th a K s přibývajícím sněhovou pokrývkou. V tabulce 5 je zachycen vliv mechového pokryvu, který pokrýval menší výchoz durbachitu.

Diskuze a závěr

Jak je patrné z průměrných hodnot všech tří studovaných prvků, uvedených v tabulce 6, výsledky získané leteckým měřením se od těch z terénního a laboratorního

výška sněhu [cm]	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]
0	5,00	7,90	35,10
15	1,20	2,80	12,00
30	0,30	0,47	5,30

Tab. 4 Vliv sněhové pokrývky.

Tab. 4 Snow cover's influence.

pokryv	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]
mech	5,00	13,30	33,70
bez mechu	5,20	13,70	34,00

Tab. 5 Vliv mechu.

Tab. 5 Moss' influence.

Typ měření	K [hm. %]	U [ppm]	Th [ppm]
Letecká měření	2,63	8,00	26,00
Pozemní měření	7,30	13,76	45,25
Laboratorní měření	5,90	14,25	46,60

Tab. 6 Porovnání výsledků leteckého, pozemního a laboratorního měření – průměrné hodnoty.

Tab. 6 Comparison of the air-borne, field and laboratory gamma-spectrometries' results – average values.

průzkumu výrazně liší. V mapách letecké geofyziky jsou zaznamenány průměrné obsahy u U 1,6×, u Th o necelou polovinu a u K až o tři čtvrtiny menší, než se zjistilo terénní či laboratorní gamaspektrometrií. Největší shody bylo dosaženo u měření U, kde se průměrné hodnoty liší přibližně o 6 ppm. Naopak ve výsledcích největší rozdíly nastávají u K a Th. Vykazuje-li například letecká geofyzika nejvyšší obsahy Th v rozmezí 20–32 ppm, u terénního měření je to až o 15 ppm více. Žádná z maximálních hodnot koncentrací U, Th a K, naměřených leteckou geofyzikou, se ani nevyrovnala nejnižší hodnotě koncentrací naměřených pozemní gamaspektrometrií.

Pravděpodobnou příčinou těchto rozdílů je spojení několikerého: vliv lesů pokrývajících převážnou část zkoumaného území, které mohou dle Mareše et al. (1979) odstínit záření až o 35 %, dále vliv okolních méně radioaktivních hornin, neboť výsledná data letecké gamaspektrometrie jsou průměrem z celkem rozsáhlého území. Na této lokalitě se jedná hlavně o sousední těleso bítešských ortorul, které je velmi chudé na U a Th a bude tedy zkreslovat výsledky měření. V neposlední řadě má na výsledky vliv i ubývání intenzity gama záření hornin s rostoucí výškou. Určitou roli při vlivu na výsledky leteckého měření může mít i koncentrace vzdušného radonu.

Výsledky koncentrací U a Th naměřených laboratorním přístrojem RT-50 se do jisté míry shodují s výsledky naměřenými přístrojem RS 230 v terénu. Rozdíl je ovšem u koncentrací K (tab. 4). Tato neshoda může být způsobena vlivem homogenizace a velikostí vzorku. Mohlo dojít k tomu, že náhodně odebrané vzorky pro laboratorní měření obsahovaly menší množství K-živců a větší množství

tmavých minerálů, hlavně biotitu a amfibolu, než měla celá hornina, což vedlo k naměření menší koncentrace K.

Při měření v jamkách bylo zjištěno, že hodnoty koncentrací všech tří studovaných prvků jsou značně vyšší v jamce, než koncentrace získané při měření na povrchu. Například u U byly koncentrace v jamce naměřeny v průměru o 3 ppm vyšší než na povrchu a koncentrace Th byly v jamce dokonce v průměru o 15 ppm vyšší než na povrchu. Tyto rozdíly lze nejspíše vysvětlit geometrií měření. Při detekci záření na povrchu se měří nekonečný poloprostor, tedy běžná geometrie 2π , na kterou je přenosný gamaspektrometr cejchován. Zatímco v 40 cm hluboké kopané jamce se dostaneme mimo tuto geometrii a přístroj měří nekonečný prostor, jenž výsledky měření značně zkreslí, neboť přístroj nesnímá jen záření, které přichází zpod detektoru, ale částečně i záření, které jde z bočních stran jamky. Tyto rozdíly je snad možné vysvětlit i změnou půdního profilu, který by v hloubce 40 cm mohl být více nabohacen o minerály obsahující U a Th. Při tomto pokusu se ovšem jednalo o měření v jednom půdním profilu, a proto se geometrie měření jeví jako hlavní příčina těchto rozdílů.

Vliv sněhové pokrývky na naměřené koncentrace studovaných prvků je značný. Z tabulky 4 vyplývá, že již 15 cm sněhová pokrývka sníží detekované koncentrace U a Th až 3× a koncentrace K až 4×. Sněhová pokrývka o výšce 30 cm odstíní záření gama téměř úplně.

Co se týče vlivu mechu, který může pokrývat měřené výchozy, je z tabulky 5 patrné, že 5 cm silná vrstva mechu odstíní záření gama a sníží naměřené koncentrace všech tří studovaných prvků pouze nepatrně.

Literatura

- Holub, F. V. (1997): Ultrapotasic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian massif: petrology, geochemistry and petrogenetic interpretation. – Sbor. Geol. Věd., ř. ložisk.geol. mineral., 31, 5–26. Praha.
- Mareš, S. – Gruntorád, J. – Hrách, S. – Karous, M. – Marek, F. – Matolín, M. – Skopec, J. – Válek, R. (1979): Úvod do užití geofyziky. – Nakl. Technické literatury Praha.
- Matolín, M. (1970): Radioaktivita hornin Českého masívu. – Československá akademie věd Praha.
- Zachovalová, K. – Leichmann, J. – Štelcl, J. (1998): Petrologie, geochemie a přirozená radioaktivita durbachitů třebešského masívu podél třebešského zlomu. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 84, 71–88. Brno.

PETROARCHEOLOGIE OSTATNÍ KAMENNÉ INDUSTRIE Z LOKALITY TELL ARBID ABYAD, SEVERNÍ MEZOPOTÁMIE (SÝRIE)

Petroarchaeological investigation of so called other lithic industry from Tell Arbid Abyad, Northern Mesopotamia (Syria)

Jan Petřík, Antonín Přichystal

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

Key words: Mesopotamia, Syria, other lithic industry, petroarchaeology, geochemistry of basalts

Abstract

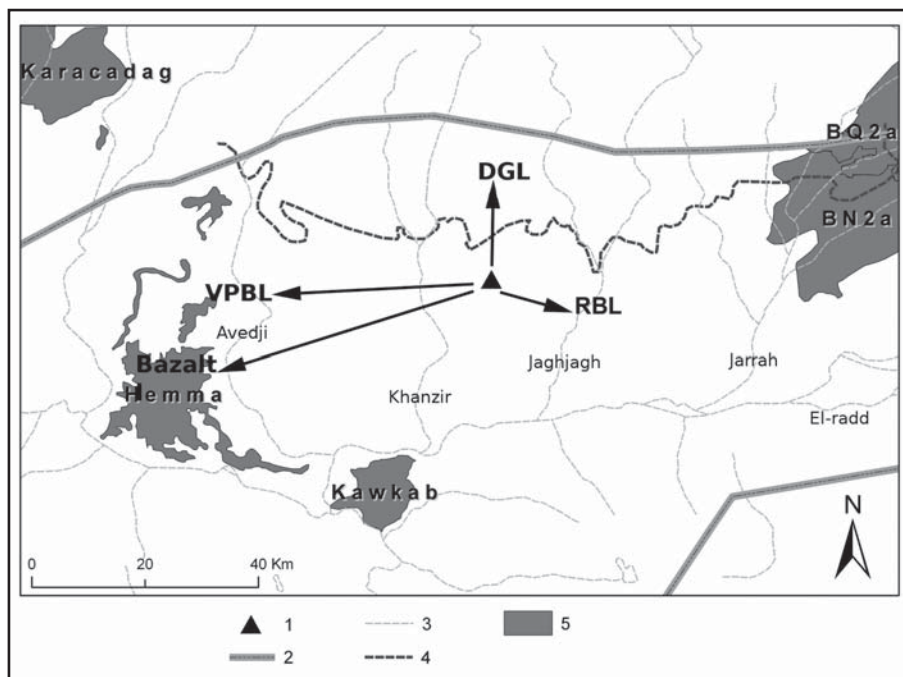
Excavations at Tell Arbid Abyad detected Late Neolithic settlement features containing also so-called other lithic industry. All compact rocks were imported to Tell Arbid Abyad as a consequence of human activity. The majority of the collection comprises of angular carbonate rock chips and pebbles of unclear function. The nearest local sources of carbonate rock are represented by an alluvial fan ten kilometres to the North of the studied site and in the sediments of streams lying at the Syrian/Turkish border. On the other hand, basaltic rocks are dominant among the artefacts and probably came from the area of basalt plateau Hemma.

Úvod

Lokalita Tell Arbid Abyad je situována na horním toku řeky Khabur v sv. cípu Sýrie. Archeologický výzkum zde uskutečňuje tým Ústavu archeologie a muzeologie Masarykovy univerzity (přizvaný k syrsko-polské archeologické expedici na lokalitě Tell Arbid) pod vedením Inny Mateiciucové. Terénním výzkumem byly na sídlištním pahorku zjištěny stopy pozdně neolitických sídlištních aktivit z počátku šestého tisíciletí před Kristem (Mateiciucová 2010). Významnou část souboru nálezů tvoří úlomky hornin a takzvaná ostatní kamenná industrie (veškerá kamenná industrie vymykající se tradiční definici štípané a broušené kamenné industrie), která byla zpracována v rámci výzkumného záměru MSM0021622427 „Interdisciplinární centrum pro výzkum prehistorických až středověkých sociálních struktur“ a programu rektora Masarykovy univerzity MUNI/H/0129/2009 (Zpracování keramiky a tzv. ostatní kamenné industrie a ekofaktů z archeologického výzkumu mikroregionu vádí Abyad v sv. Sýrii).

Neogenní vápence a klastické sedimenty tvoří v sv. Sýrii ploché synklinály (Ponikarov et al. 1969), které jsou vyplněny polygenetickým souvrstvím Bakhtiary pliocen-

ního a pleistocenního stáří (Brew et al. 1999). Souvrství je tvořeno jíly, štěrky a písky (Aqravi et al. 2006), ze kterých je budována proluviální a proluviálně-aluviální planina ve zmíněné oblasti. Přímo v okolí archeologické lokality byly zjištěny prachové a písčité jíly s malými karbonátovými konkréncemi a ččkami vápencových valounků (s průměrem do 0,5 cm). Na lokalitě ani v jejím okolí nebyly nalezeny žádné zdroje pevných hornin, takže každý kámen získaný z archeologického kontextu musel být na Tell Arbid



Obr. 1: Mapa sv. Sýrie s potenciálními zdroji bazaltů a vápenců. Legenda: 1 – Tell Arbid Abyad, 2 – státní hranice, 3 – vádí, řeky, 4 – aluviální kužel, 5 – bazalty.

Fig. 1: Potential lithic raw material sources map of northeastern Syria. Legends: 1 – Tell Arbid Abyad, 2 – country boundaries, 3 – wadi, rivers, 4 – alluvial fan, 5 – basaltic rocks.

Hornina	gramů	kusů	% hmotnosti
Bazaltová hornina (BR)	27039	84	21,9
Červenohnědé vápence (BCR)	17603	98	14,3
Tmavě šedé vápence (DGL)	50765	345	41,2
Křemen	198	5	0,2
Mramor	26	1	0,0
Ostatní karbonátové horniny (OCR)	8862	44	7,2
Pískovce	1953	11	1,6
Porfyrít	124	1	0,1
Slepence	1711	5	1,4
Slínovce	391	5	0,3
Travertiny	1625	4	1,3
Velmi světle hnědé vápence (VPBL)	12960	54	10,5
Celkem	123256	657	

Tab. 1: Surovinové složení zkoumané kolekce ostatní kamenné industrie.

Tab. 1: Raw material composition of the whole.

Hornina	gramů	kusů	%
Bazaltová hornina	25341	69	82,1
Pískovce	1885	10	11,9
Travertiny	609	1	1,2
Ostatní karbonátové horniny (OCR)	40	1	1,2
Tmavě šedé vápence (DGL)	118	1	1,2
Červenohnědé vápence (RBL)	318	2	2,4
Celkem	28311	84	

Tab. 2: Surovinové složení artefaktů.

Tab. 2: Raw material composition of the artefacts.

Abyad dopraven člověkem. Nejbližší potenciální zdroje pevných kamenných surovin (karbonátové úlomky a valouny) byly zjištěny v aluviálním kuželu deset kilometrů severněji, další horniny pocházejí z několika kenozoických bazaltových výlevů v širším regionu (obr. 1).

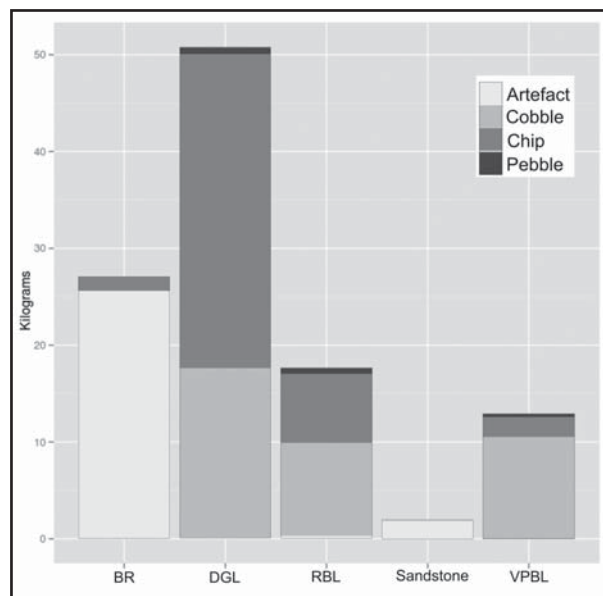
Materiál a metody

Analyzovaná kolekce zahrnovala horniny získané během archeologického výzkumu čtyř čtverců o rozměrech 10 × 10 m (čtverce H8, I9, J9 a K13) v sezónách 2007, 2008 a 2009. Každá hornina byly zdokumentovány jako „nálezy“ a později obdržela inventární číslo. Převládající část souboru tvoří zlomky karbonátových hornin nejasné funkce, z nichž pouze 1,3 % byl identifikován jako artefakty. Bazaltové horniny tvoří hlavní surovinu obvykle zřetelných artefaktů (82,1 %). Z celkového počtu 84 kusů je 69 bazaltových. Mezi artefakty se nejčastěji vyskytovaly fragmenty kamenných mlýnů. Výjimečně se objevila kamenná nádoba tvaru moždíře a dva zlomky jiných kamenných nádob. Tabulka 1 ukazuje materiálové složení všech nalezených pevných hornin, v tabulce 2 jsou uvedeny suroviny rozpoznatelných artefaktů.

K rozlišení hlavních litologických skupin byl použit stereoskopický mikroskop. Karbonátové horniny (většinou vápence) byly v případě nejistoty identifikovány pomocí 10 % roztoku kyseliny chlorovodíkové. Barva byla vždy stanovena na základě srovnání s Munsellovou barevnou škálou. Zaznamenána byla hmotnost nálezů, jejich hlavní rozměry a charakter povrchu. Registrován byl také

průměr tří měření magnetické susceptibility (κ) změřené v jednotkách $XY \times 10^{-3}$ SI přenosným kapametrem KT-5 (Geofyzika Brno). Při měření byly brány v úvahu publikované experimenty ukazující, že při mocnosti vzorků menší než 2 cm dochází k naměření významně nižších hodnot (Williams-Thorpe et al. 2000, Bradák et al. 2009). Všechny záznamy byly uloženy do databáze petroarcheologické deskripce hornin. Data byla analyzována základními statistickými metodami a metodami explorační datové analýzy v programu R 2.9.22. Všechny artefakty a některé další horniny byly zdokumentovány fotograficky a nákresy.

Z vybraných vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy. Karbonátové horniny byly klasifikovány podle Hladila (1996) a monografie Scholle – Ulmer-Scholle (2003). Chemické složení olivínů, pyroxenů a živců bylo stanoveno ze dvou výbrusů bazaltových artefaktů a ze dvou bazaltů z lokality Khishâm (plošina Hemma) a vulkánu Kawkab. WDX analýzy mikrochemismu vybraných minerálů byly provedeny na elektronovém mikroanalyzátoru (Cameca SX100, operátor P. Gadas). V akreditované laboratoři ACME Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Kanada) bylo pomocí instrumentálních metod ICP-ES a ICP-MS stanoveno zastoupení hlavních oxidů, stopových prvků a vzácných zemin z vybraných vzorků bazaltových hornin. U několika hornin byla provedena i klasická silikátová analýza na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně (analyzoval P. Kadlec). Vápence byly studovány IR spektroskopii na Ústavu chemie PřF MU v Brně.



Obr. 2: Horninový materiál v porovnání s formou a celkovou hmotností nálezů (BR – bazaltové horniny, DGL – tmavě šedé vápence, RBL – červenohnědé vápence, VPBL – velmi světle hnědé vápencové valouny).

Fig. 2: Lithic material in comparison with designation and total weight of the finds (BR – Basaltic rocks, DGL – Dark greyish limestones, RBL – Reddish brown limestones, VPBL – Very pale brown limestone cobbles).

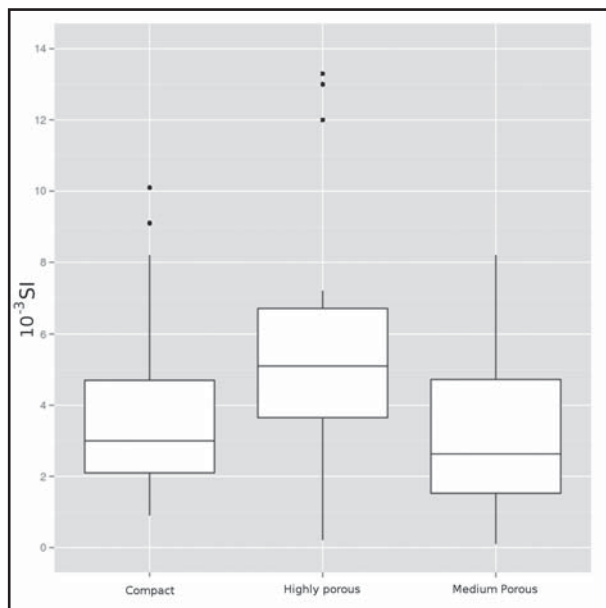
Výsledky

Makroskopická analýza

Základní litologické skupiny byly ve zkoumané kolekci rozlišeny makroskopickou analýzou. Je možno je kvantifikovat pomocí hmotnosti nebo počtu kusů (tab. 1, obr. 2). V daném případě je hmotnost vhodnějším indikátorem. Počet kusů je ovlivněn postdepozičními formativními procesy (např. rozbití artefaktů při orbě). Dominantní kamennou surovinou byly tmavé vápence (DGL), po nichž následují bazaltové horniny (BR) a červenohnědé vápence (RBL). Nahnědle bílé vápence a ostatní karbonátové horniny tvoří méně než 5 % kolekce. Pískovce jsou významnou surovinou drtících zařízení (tvoří 1,6 % kolekce). Ze všech rozeznávaných artefaktů bylo 11,9 % pískovcových. Méně než dvěma procenty jsou ve studované kolekci zastoupeny slepence, travertiny, slínovce, porfyrická vyvěřelá hornina, mramor a křemeny.

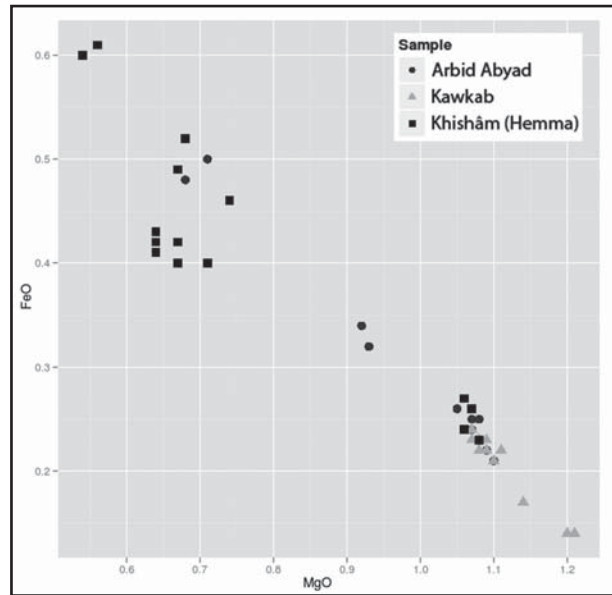
Bazaltové horniny

Vedle bazaltových artefaktů z Tell Arbid Abyadu byly studovány jejich srovnávací vzorky z předpokládaných zdrojů v okruhu do 100 kilometrů. Pocházely z vulkánu Kawkab, plošiny Hemma a nejnižnějších výlevů vulkánu Karacadağ v jihovýchodním Turecku (obr. 1). Cílem makroskopické analýzy bylo v případě bazaltových hornin zjištění jejich variability a případné rozdělení do podskupin, které by mohly odpovídat rozdílnému výběru suroviny. Sledována byla poréznost a velikost pórů, které jsou u bazaltových hornin variabilní. Nalezeny byly jak zcela kompaktní, tak velmi porézní variety. Barva bazaltů na čerstvém lomu je vždy tmavě modrošedá (Munsell 5BG 3/1). Srovnání magnetické susceptibilitu a porozity ukázalo, že nejvyšší susceptibilitu mají velmi porézní vzorky. Těmito vlastnostmi jsou podobné bazaltům vulkánu Kawkab. Artefakty z celistvých bazaltů mohou



Obr. 3: Variety bazaltových hornin v porovnání s magnetickou susceptibilitou.

Fig. 3: Basaltic rock variation in comparison with the magnetic susceptibility.

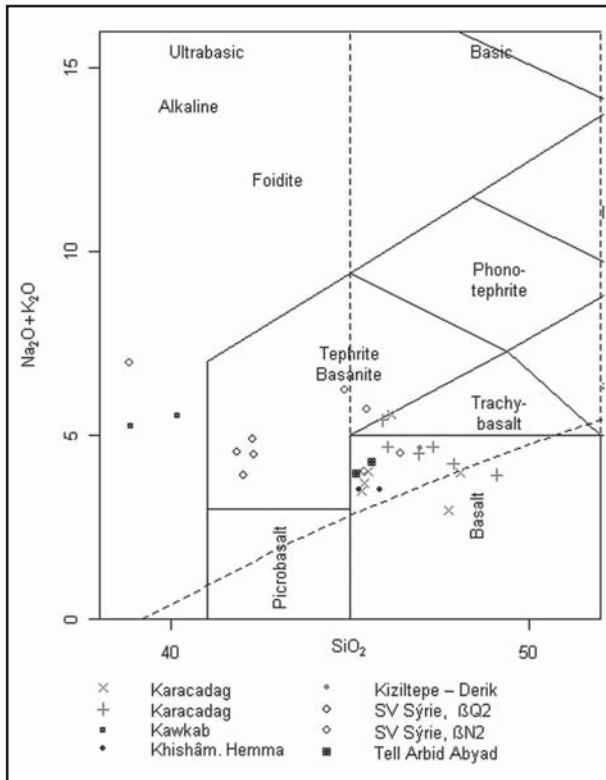


Obr. 4: Zastoupení FeO a MgO v olivínech.

Fig. 4: Distribution of FeO and MgO.

pocházet jak z Kawkabu tak i z plošiny Hemma (obr. 3). Mikroskopickým studiem bazaltových artefaktů byla potvrzena porfyrická mikrostruktura s automorfně až hypautomorfně omezenými fenokrysty olivínů. Ve sklovité základní hmotě se vyskytují i drobné automorfní pyroxeny a ojedinělé lišty plagioklasů. Pro vzorky z lokality Kawkab je charakteristická porfyrická mikrostruktura s velkými automorfními až hypautomorfními vyrostlicemi olivínů ve sklovité základní hmotě. Pyroxeny jsou zde hojné, tvoří zonální i jednoduché mikrofenokrysty. Vyrostlice živců jsou v bazaltech Kawkabu ojedinělé. Naopak pro bazalty z Khishâmu jsou typické lištovité živce obklopující xenomorfně omezené pyroxeny a olivíny. Částečně je jim podobný i referenční vzorek z Kiziltepe-Derik (j. okraj bazaltů vulkánu Karacadağ), který obsahuje relativně menší a procentuálně méně zastoupené plagioklasy vedle automorfně omezených porfyrických vyrostlic olivínů.

Kvalitativně významnější informace poskytuje studium mikrochemismu jednotlivých minerálů bazaltů. Výsledky prokázaly, že většina olivínů z bazaltových artefaktů odpovídá forsteritu a zastoupení fayalitové složky je proměnlivé. Podíl forsteritové složky se pohybuje v rozmezí 58 a 84 %. Obsah forsteritu se v olivínech bazaltů z Khishâmu pohybuje mezi 47–82 %, olivíny bazaltů z Kawkabu mají méně proměnlivé složení, obsahují 82–89 % forsteritu. Je zřejmé, že olivíny z bazaltových artefaktů lépe korelují s olivíny bazaltů z Khishâmu (obr. 4). Pyroxeny bazaltových artefaktů odpovídají diopsidu, projekční body leží při hranici s augitem, výjimečně odpovídají augitu. Vyznačují se vyššími obsahy Ti a variabilním obsahem Al. Pyroxeny bazaltů z Khishâmu jsou svým složením blízké vzorkům z archeologické lokality, podobně jako předchozí odpovídají diopsidu. Na rozdíl od nich mají nižší obsah Mg a vyšší maximální hodnoty Ti. Pyroxeny bazaltů Kawkabu složením rovněž odpovídají diopsidu (jedna vyrostlice až hedenbergitu), mají vyšší obsah Ca. Živce z bazaltových artefaktů odpovídají labradoritu (59–62 % An). Neliší se

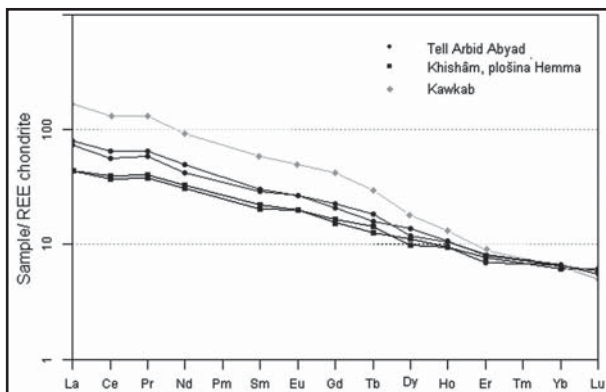


Obr. 5: Artefakty z Tell Arbid Abyadu a regionální zdroje bazaltů v TAS diagramu.

Fig. 5: Artefacts from Tell Arbid Abyad and regional basalt sources in the TAS diagram.

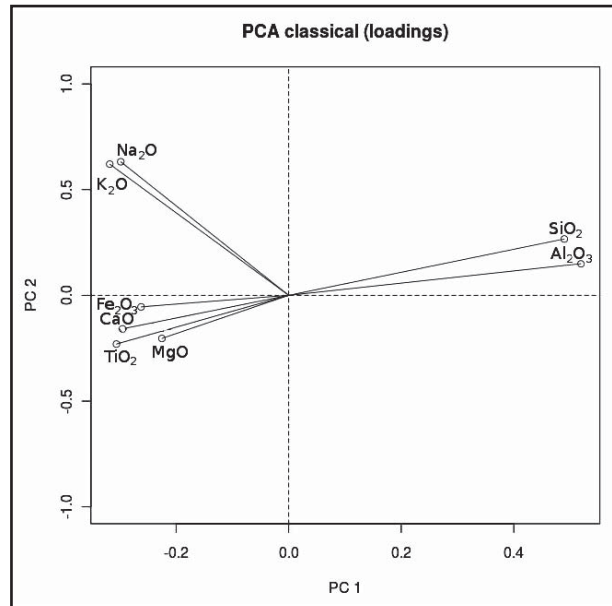
od živců dvou vzorků bazaltů z lokality Khishâm, které také odpovídají labradoritu (63% An) a vzácně až andezínu.

Pro posouzení celkového chemického složení studovaných bazaltových artefaktů a referenčních vzorků byly k dispozici výsledky silikátových analýz dvou bazaltových artefaktů. Z literatury byly převzaty již publikované chemické rozborů bazaltů ze širšího regionu (Çoban 2007, Ponikarov et al. 1969, Uz et al. 2001). Spolu s tím bylo stanoveno komplexní chemické složení pěti vzorků bazaltů z předpokládaných zdrojů. Hodnoty SiO_2 a $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ byly použity pro TAS diagram (Le Bas et al. 1986). Projekční body bazaltových artefaktů spadají průměrnými body, podobně jako vzorky z Khishâm, do pole alkalických bazaltů (obr. 5). Alkalické bazalty jsou i bazalty z Karacadağ.



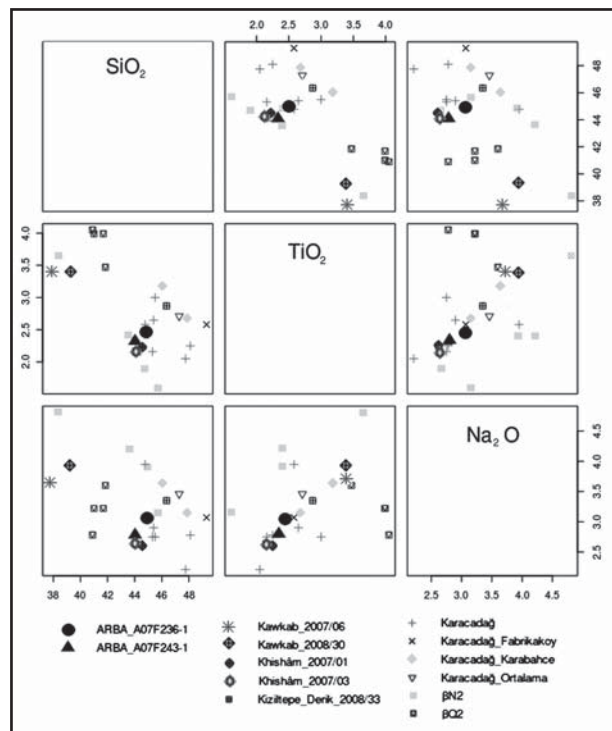
Obr. 6: Spider diagram hodnot vzácných zemin.

Fig. 6: Spider diagram of rare earth elements.



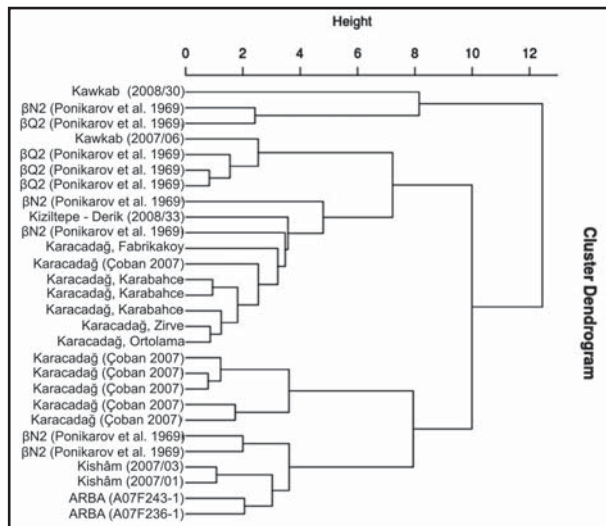
Obr. 7: Graf komponentních vah vycházející z analýzy hlavních komponent vybraných oxidů.

Obr. 7: Principal component analysis score plot of selected oxides.



Obr. 8: Matice rozptylových grafů vybraných oxidů (artefakty: ARBA_A07F236-1, ARBA_A07F243-1; referenční vzorky: Kawkab_2007/06, Kawkab_2008/30, Khishâm_2007/01, Khishâm_2007/03, Kiziltepe_Derik_2008/33; vzorky jiných autorů: Karacadağ, Karacadağ_Fabrikakoy, Karacadağ_Karabahce, Karacadağ_Ortolama, Karacadağ_Zirve, βN2 , βQ2).

Fig. 8: Scatterplot matrix of selected oxides (artefacts: ARBA_A07F236-1, ARBA_A07F243-1; reference samples: Kawkab_2007/06, Kawkab_2008/30, Khishâm_2007/01, Khishâm_2007/03, Kiziltepe_Derik_2008/33; other authors: Karacadağ, Karacadağ_Fabrikakoy, Karacadağ_Karabahce, Karacadağ_Ortolama, Karacadağ_Zirve, βN2 , βQ2).



Obr. 9: Dendrogram chemického složení bazaltových hornin (klastrová analýza vybraných oxidů).

Fig. 9: Cluster dendrogram of the basaltic rocks chemical composition.

Odlíšnou pozici mají bazalty z blízkého vulkánu Kawkab. Jejich projekce odpovídá poli foiditů. Distribuce vzácných zemin normalizovaná chondritem (Nakamura 1979) po vynesení do „spider diagramu“ ukazuje, že bazaltové artefakty jsou blízké bazaltům z lokality Khishâm (obr. 6).

Charakter geochemických dat a existence publikovaných výsledků silikátových analýz bazaltů (Çoban 2007, Ponikarov et al. 1969, Uz et al. 2001) dovolují aplikaci některých metod vícerozměrné statistiky. Graf komponentních vah vycházející z analýzy hlavních komponent ukazuje, že pro rozlišování bazaltů na základě jejich oxidů mají vysoký význam oxidy Na₂O a K₂O. Zajímavá je také negativní korelace SiO₂ a Al₂O₃ s TiO₂ (obr. 7). V matici rozptylových grafů SiO₂, TiO₂ a Na₂O je jasně patrná afinita vzorků artefaktů k referenčním vzorkům z lokality Khishâm (obr. 8). Hodnoty Al₂O₃ v porovnání s TiO₂ však naznačují určitou příbuznost artefaktů k některým výskytům bazaltů z Karacadağ (Petřík 2010). Výsledky shlukové analýzy oxidů studovaných bazaltových artefaktů se srovnávanými bazalty z výše uvedených lokalit a publikovanými daty prokazují nejvyšší podobnost s referenčními vzorky bazaltů z lokality Khishâm na východním okraji plošiny Hemma (obr. 9).

Zcela vyloučit však nemůžeme ani vzorky z bazaltových výlevů mezi vádím Jarrah a řekou Tigris, které jsou od studované lokality vzdálené 60–120 km východně (viz Ponikarov et al. 1969) Další potenciální zdrojové území bazaltů reprezentují vzorky z oblasti Karacadağ (Çoban 2007).

Vápence

Makroskopickou analýzou byly stanoveny tři hlavní kategorie vápenců: tmavě šedé vápence (41,2 hmot. %), červenohnědé vápence (14,3 hmot. %) a velmi světle hnědé vápencové valouny (10,5 hmot. %).

Tmavě šedé vápence (DGL) tvoří částečně zkrasovělé ostrohranné úlomky. Jsou světle namodralešedé (Munsell 5B 7/1), tmavě modrošedé až černé barvy (vyskytují se

i světlé kusy s nápadně vysokou magnetickou susceptibilitou, kterou lze vysvětlit jako následek přepálení). Přibližně polovina z nich má povrch pokrytý sekundárními karbonáty, zatímco na povrchu druhé poloviny pozorujeme čerstvé lomy pravděpodobně způsobené moderní hlubokou orbou. Mikroskopickým studiem výbrusů bylo prokázáno, že úlomky tvoří nehomogenní mikritický kalcit a biolithit, vzácně s malými extraklasty. Odpovídají nejspíše časně terciérním vápencovým valounům ze sedimentů aluviálního kužele, jehož j. hranice probíhá podle geomorfologické mapy (Mirzayev 1963) asi 10 km severně od archeologické lokality. Podobné vápence se vyskytují i poblíž lokality Tell Mozan, což spolu s přítomností analogicky zbarvených valounů (Munsell 2.5Y 5/2) v sedimentech horního Khanziru (Deckers – Riehl 2005) podporuje naše závěry.

Červenohnědé (Munsell 10R 4/6) vápence (RBL) se vyskytují nejčastěji jako valouny s charakteristickým věžičkovitě zvětřalým povrchem. Na základě laminovaných mikrostruktur je lze považovat za biolithity až nehomogenní mikrity s extraklasty (Folk 1962). Tuto organosedimentární stavbu lze popisovat i jako tzv. boundstone (Embry – Clovan 1971). Předpokládáme, že surovina pochází ze štěrků větších vádí El-Raddu a Jaghjagh. Podobně zbarvené valouny byly popsány v publikacích Deckers and Riehl (2005) a Wilkinson (2003). Tyto zdroje, které jsou v současnosti deponované pod několika metry jemnějších klastik, mohly být snad dostupné ještě ve středním holocénu.

Velmi světle hnědé až žlutošedé (Munsell 5Z 8/1) vápencové valouny (VPBL) mikrostrukturně odpovídají špatně vytríděnému biosparitu až biomikritu s mikrofosiliemi ze skupiny řas charra a ostrakodů. Uvedené mikrofosilie mohou indikovat křídové až paleogenní horniny z pohoří Tur Abdin v jv. Antitauru, jv. Turecko. Pokud jsou křídové, mohou pocházet z povodí vádí Khanzir nebo ze sedimentů vádí Avedji, ležícího v. od plošiny Hemma asi 65 km od archeologické lokality.

Infračervená spektra vápenců do jisté míry potvrzují jejich kategorizaci stanovenou na základě mikroskopického studia. Porovnávána byla spektra sedmi vápencových vzorků. Tři zastupují hlavní kategorie vápenců nalezených přímo na archeologické lokalitě (vzorky ARBA07F12-6, ARBA07F12-10, ARBA07F12-13), tři pocházejí z referenčních vzorků odebraných v terénu (2008/27, 2008/31B, 2008/32A) a jeden reprezentuje vápencové valounky ze sedimentů vádí Abyad. Detailnější charakteristiku včetně vyobrazení infračervených spekter uvádí Petřík (2010). Vzorek tmavě karbonátové horniny z Tell Arbid Abyad (A07F12-13) se IR spektrem dokládajícím přítomnost krystalického kalcitu nejvíce blíží vzorku 2008/32A z lokality Çayirpinar u říčky Kemalye v jv. Turecku. Lokalita leží s. od Tell Arbid Abyad v místech, kde začíná aluviální kužel. Infračervené spektrum vzorku A07F12-6, reprezentujícího hnědé karbonátové horniny, je velmi blízké IR spektrům referenčních vzorků 2008/31A a 2008/31B z lokality Çölova v turecké části povodí vádí Jaghjagh. Ve spektru světlého vápence z horního toku vádí Jaghjagh (vz. 2008/27) chybí pásy odpovídající silikátům. U IR spektra vzorku velmi světlé hnědého vápencového valounu (A07F12-10) dosa-

hují pásy odpovídající silikátům nejvyšších hodnot z celé kolekce. Je pravděpodobné, že valouny světlých vápenců nesouvisí s vádím Jaghjagh, ale nejspíše pocházejí z vádí Khanzir, případně vádí Avedji.

Pískovce

I přes to, že mezi studovanými horninovými artefakty je celkové množství pískovců nízké (1,6 % hmotnosti), představují velmi důležitou surovinu. Téměř každý kus pískovce, nalezený na lokalitě, byl fragmentem kamenného mlýnu. Pískovce jsou barevně velmi variabilní od velmi světle hnědých (Munsell 5Z 8/1), přes žluté (Munsell 2,5YR 8/8), tmavě žlutohnědé (Munsell 10YR 5/4) až po červenohnědé (Munsell 10R 4/6). Křemenná zrna jsou obvykle dobře zaoblená a v některých případech byl identifikován karbonátový tmel. Primární zdroje těchto hornin nebyly jednoznačně prokázány, avšak podobné horniny byly popsány v neogenních sedimentech (Ponikarov et al. 1969) a nověji jsou uváděny i z křídových sedimentů (Brew et al. 1999).

Diskuze a závěr

Výzkum ostatní kamenné industrie z archeologické lokality Tell Arbid Abyad byl zaměřen na ty artefakty, které nebyly zahrnuty do kategorie tzv. štípané a broušené industrie. Analyzovány byly i horniny bez zřetelných známek opracování člověkem. Na lokalitě ani v jejím nejbližším okolí neexistují žádné výchozy pevných hornin. Takováto pozice archeologické lokality umožňuje identifikovat širší spektrum litologických vzorků, než bychom byli schopni rozlišit na nalezišti se zdroji kamenných surovin. Makroskopicky se podařilo rozpoznat dvanáct litologických skupin. Nejvíce byly zastoupeny tmavě šedé vápence (41,2 hmot. %), po nich následují bazalty (21,9 hmot. %), červenohnědé vápence (14,3 hmot. %) a velmi světle hnědé vápencové valouny (10,5 hmot. %). Pískovce (1,6 hmot. %), slepence (1,4 hmot. %) a travertiny (1,3 hmot. %) tvoří podružný podíl studované kolekce. Slínovce, mramor, porfyrická vyvřelá hornina a křemeny se vyskytují jen výjimečně (celkem 0,6 hmot. %).

Lokálním zdrojem tmavě šedých vápenců je pravděpodobně aluviální vějíř, jehož j. hranice probíhá cca deset kilometrů s. od archeologické lokality. Červenohnědé vápence nejspíše pocházejí ze sedimentů vádí Jaghjagh a El-Radd, ze vzdálenosti 25 kilometrů. Velmi světle hnědé vápencové valouny mohly být sbírány v sedimentech vádí Khanzir a Zvedni, vzdálených z. směrem 20 až 60 km, nebo ze sedimentů jiných malých vodních toků na úpatí pohoří Tur Abdin. V případě vápenců pozorujeme nápadný kontrast mezi celkově nízkým procentuálním zastoupením viditelně upravených vápencových úlomků a jejich vysokým procentuálním zastoupením ve studované kolekci. Určité informace o jejich funkci by snad mohlo přinést srovnání jejich prostorové distribuce s dalšími archeologickými kontexty.

Rozpoznatelné artefakty v tzv. ostatní kamenné industrii tvoří pouze menší část celé kolekce. Jejich surovinou byly nejčastěji kenozoické bazalty (82,1 % hmotnosti). Oba analyzované vzorky bazaltových artefaktů patří podle klasifikace Le Bas et al. (1986) do skupiny alkalických bazaltů. Obdobně můžeme klasifikovat i bazalty z Khishâmu (plošina Hemma), Karacadağu (Çoban 2007) a dalších regionálních zdrojů (Ponikarov et al. 1969). Referenční vzorky z vulkánu Kawkab odpovídají poli foiditů. Celkové chemické složení bazaltových artefaktů je nejvíc podobné vzorkům bazaltů z plošiny Hemma, 65 km z. od archeologické lokality, i když nejbližším zdrojem bazaltů je vulkán Kawkab cca 50 km jihozápadně.

Na základě petroarcheologické analýzy byl sestaven model, podle kterého 66,2 % hmotnosti nalezené ostatní kamenné industrie pochází ze zdrojů vzdálených od archeologické lokality do 50 kilometrů (tmavě šedé vápence, červenohnědé vápence a velmi světle hnědé vápencové valouny). Další 21,9 % ostatní kamenné industrie bylo sbíráno ze vzdáleností větší než 50 km. Jedná se zejména o bazalty a pouze 0,3 % (křemeny, mramor, porfyrická vyvřelá hornina) představují importy ze vzdálenosti větší než 80 kilometrů. Provenience zbývajících 10,1 % ostatní kamenné industrie, kam spadají některé vápence, pískovce, travertiny, slepence a slínovce, nebyla dosud specifikována.

Literatura

- Aqrawi, A. – Domas, J. – Jassim, S. Z. (2006): Quarternary deposits. – In: Jassim, S. Z. – Goff J. C. (eds): Geology of Iraq. Brno.
- Bradák, B. – Szakmány, G. – Józsa, S. – Přichystal, A. (2009): Application of magnetic susceptibility on polished stone tools from Western Hungary and the Eastern part of the Czech Republic (Central Europe). – *Journal of Archaeological Science*, 36, 10, 2437–2444.
- Brew, G. – Litak, R. – Barazangi, M. – Sawaf, T. (1999): Tectonic evolution of northeast Syria: Regional implications and hydrocarbon prospects. New York.
- Çoban, H. (2007): Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. – *Earth-Science Reviews*, 80, 3–4, 219–238.
- Deckers, K. – Riehl, S. (2005): Fluvial environmental contexts for archaeological sites in the Upper Khabur basin (northeastern Syria). – *Quaternary Research*, 67, 337–348.
- Embry, A. F. – Klovan, J. E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. – *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19, 730–781.
- Folk, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. – In: Ham, W. E. (ed.): *Classification of Carbonate Rocks*, Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 62–84. Tulsa.
- Hladil, J. (1996): Karbonátová sedimentární tělesa I. Jejich vznik a vývoj. 99 str. Brno.
- 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.
- Mateiciucová, I. (2010): Tell Arbid Abyad: New Late Neolithic Site in the Upper Khabur Basin, NE Syria: A First Preliminary Report. – In: Matthiae, P. – Pinnoc, F. – Nigro, L. – Marchetti, N. (eds): *Proceedings of the 6th International Congress of the Archaeology of the Ancient Near East*, Vol. 3, 411–422. Wiesbaden.
- Mirzayev, K. (1963): Geomorphological map of Syria 1 : 1 000 000. Moskva.
- Nakamura, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. – *Chemosica et Cosmochimica Acta*, 38, 757–773.
- Petrík, J. (2010): Petroarcheologický výzkum tzv. ostatní kamenné industrie z Tell Arbid Abyad v Sýrii. – MS, bakalářská práce, PŘF MU Brno.
- Ponikarov, V. P. – Kazmun, V. G. – Kozlov V. V. – Krašeninnikov, V. A. – Michajlov, I. A. – Razvaljajev, A. V. – Sulidi-Kondramjev, E. D. – Ufljand, A. K. – Faradžev, B. A. (1969): *Geologija i poleznye izkopaemye zarubežnych stran: Sirija*. Leningrad.
- Scholle, P. A. – Ulmer-Scholle, D. S. (2003): *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. Tulsa.
- Uz, B. – Wsenli, V. – Yavuz, O. – Manav, H. – Bocak, G. (2001): Sert mermer grubuna bir örnek; Karacadağ (Diyarbakir) bazalshrinin „mermer“ açısından incelenmesi. – *Türkiye III. Mermer sempozyumu (mersem'2001) Bildiriler kitari 3–5 mayis 2001/Afyon*. Istanbul.
- Wilkinson, T. J. (2003): *Archaeological landscape of the Near East*. Tucson.
- Williams-Thorpe, O. – Jones, M. C. – Webb, P. C. – Rigby, I. J. (2000): Magnetic susceptibility thickness corrections for small artefacts and comments on the effects of 'background' materials. – *Archaeometry*, 42, 1, 101–108.

VLIV HYDRODYNAMICKÝCH PODMÍNEK NA RŮST SÁDROVCE

Impact of hydrodynamic conditions on gypsum growth

Jarmila Pospíšilová, Jiří Faimon

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: jarka.pospisilova@seznam.cz

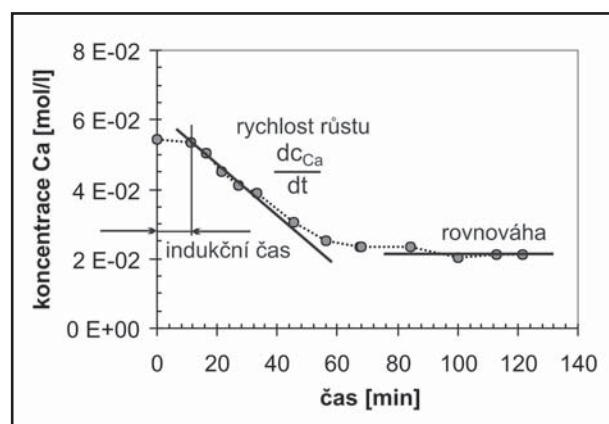
Key words: gypsum, crystal growth, induction time, hydrodynamic conditions, nucleation, rate

Abstract

The interaction of gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) with water is controlled by mixed transport-surface reaction kinetics. Therefore, the rate of gypsum growth/precipitation should depend on hydrodynamic conditions. Gypsum nucleation and crystal growth were studied in a batch reactor under ambient conditions in dependence on varying hydrodynamic conditions (advection of solution). The statistically significant dependence ($R^2 = 0.875$), $u = 4 \cdot 10^{-7} v + 0.0007$ (where u is crystal growth rate in mol/min and v is stirring rate in rpm) was found for gypsum growth rate and stirring rate of solution. In contrast, induction times at gypsum nucleation were slightly increasing, i.e., nucleation rates decreased with increasing stirring rate. However, no statistically significant dependence ($R^2 = 0.115$) was found.

Úvod

V homogenním roztoku, který je přesycen vápníkem a sírany vzhledem k sádrovci dojde ke spontánnímu vzniku krystalizačních zárodků a jejich růstu do makroskopických rozměrů (krystalizaci). Obecně je rychlost růstu sádrovce řízena (1) chemickou reakcí na povrchu krystalu závisící na aktuální koncentraci Ca^{2+} a SO_4^{2-} ionů v roztoku blízko povrchu a (2) transportními procesy přes fázové rozhraní závisící na koncentračním gradientu a mocnosti rozhraní. Spolu s mocností fázového rozhraní je i rychlost transportu ovlivněna hydrodynamickými podmínkami (Jeschke et al. 2001). Cílem práce je ověřit, do jaké míry ovlivňují různé hydrodynamické podmínky rychlost krystalového růstu a rychlost nukleace sádrovce.



Obr. 1: Kinetika srážení sádrovce. Směrnice dc_{Ca}/dt odpovídá rychlosti krystalového růstu. Indukční čas odpovídá rychlosti nukleace.

Fig. 1: Kinetics of gypsum precipitation. The slope dc_{Ca}/dt corresponds to rate of crystal growth. The induction time corresponds to nucleation rate.

Metodika

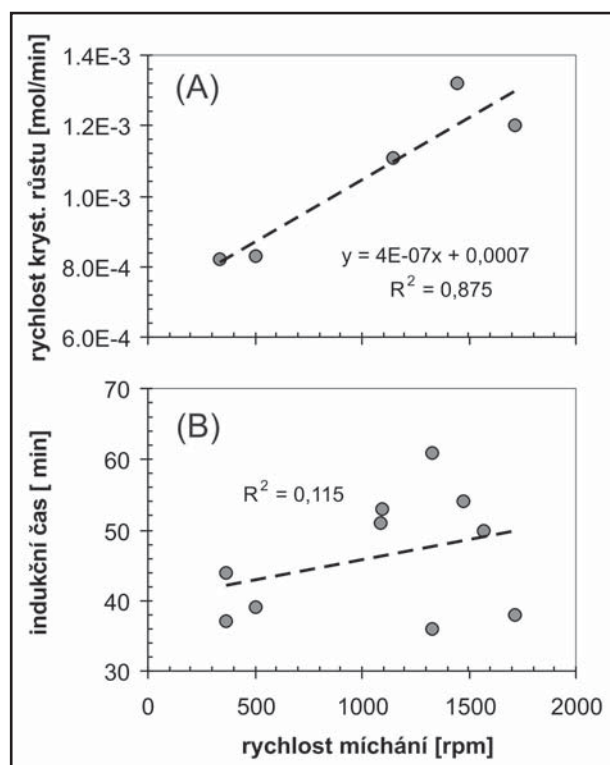
Pro experimenty byly připraveny zásobní roztoky Ca^{2+} a SO_4^{2-} o koncentracích 1 mol/l. Jako reaktor sloužila skleněná kádinka, do níž byl v čase t_0 pipetován roztok o koncentraci $4,5 \cdot 10^{-5}$ mol/l. Různé hydrodynamické podmínky v roztoku reprezentovaly otáčky elektromagnetického míchadla. Rychlost nukleace a krystalového růstu byla sledována pomocí změn koncentrací vápníku v roztoku. Koncentrace Ca byla stanovena průběžně v 1 ml alikvotních dílech reakčního roztoku komplexometrickou mikrotitrací na fluorexon (vnitřní indikátor) po odstředění krystalků sádrovce.

Okamžik objevení prvních mikroskopických krystalků sádrovce byl sledován vizuálně přímo v reaktoru jako bílý zákal proti černému pozadí. Rychlost nukleace byla určena z časového intervalu od počátku experimentu po zakalení roztoku (indukční čas) (Cetin et al. 2001, Garrault-Gauffinet – Nonat 1999).

Výsledky a jejich diskuze

Z experimentálních dat byly vytvořeny kinetické křivky, znázorňující změny koncentrace vápníku v čase. Z tvaru kinetických křivek byly odečteny indukční časy a z poklesu koncentrací byla určena rychlost krystalového růstu (obr. 1). Rychlost růstu v závislosti na počtu otáček míchadla je znázorněna na obr. 2A. Z grafu je patrné, že rychlost růstu sádrovce je lineárně závislá na počtu otáček podle vztahu $u = 4 \cdot 10^{-7} v + 0,0007$ (kde u je rychlost krystalového růstu v mol/min a v je počet otáček míchadla za minutu ($R^2 = 0,875$)) a tedy že rychlost růstu je významně ovlivněna hydrodynamickými podmínkami. To se obecně připisuje zlepšenému transportu rozpuštěných složek k fázovému rozhraní.

Zjištěné indukční časy v závislosti na rychlosti míchání jsou na obr. 2B. Indukční čas s otáčkami míchadla



Obr. 2: Závislost srážení sádrovce na hydrodynamických podmínkách (otáčkách míchadla). A – Rychlost krystalového růstu, B – rychlost nukleace (délka indukčního času).

Fig. 2: Dependence of gypsum precipitation on hydrodynamic conditions (stirring rate). A – Crystal growth rate, B – nucleation rate (induction time value).

mírně roste, což znamená, že rychlost nukleace s nárůstem rychlosti proudění překvapivě klesá. To by mohlo být důsledkem zpětného rozpadu nepříliš pevných nukleačních jader účinkem kinetické energie roztoku. Závislost však není statisticky významná, jak naznačuje nízká hodnota koeficientu determinace, $R^2 = 0,115$. K potvrzení/vyloučení tohoto efektu je třeba provést větší sérii experimentů a také lépe definovat hydrodynamické podmínky v roztoku (lze předpokládat, že otáčky míchadla neodpovídají přímo rychlosti proudění roztoku).

Závěr

Laboratorní experimenty v systému $\text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$ potvrdily, že hydrodynamické podmínky zřetelně ovlivňují rychlost růstu sádrovce. Tato rychlost je úměrná rychlosti proudění roztoku. Zvýšení rychlosti krystalového růstu se obecně připisuje zlepšenému transportu rozpuštěných složek k fázovému rozhraní.

Vliv hydrodynamických podmínek na rychlost nukleace není jednoznačný. Data naznačují, že by rychlost nukleace mohla klesat s růstem rychlosti proudění roztoku. Pro potvrzení je však třeba provést větší sérii experimentů a také lépe definovat hydrodynamické podmínky při experimentu. Studie je součástí bakalářské práce Pospíšilové (2009).

Poděkování

Autoři děkují recenzentovi článku J. Zemanovi za podnětné připomínky. Práce byla podporována výzkumným záměrem MSM0021622412 MŠMT ČR.

Literatura

- Cetin, E. – Eroglu, I. – Ozkar, S. (2001): Kinetics of gypsum formation and growth during the dissolution of colemanite in sulfuric acid. – *J. Crystal Growth*, 231, 559–567.
- Gerrault-Gauffinet, S. – Nonat, A. (1999): Experimental investigation of calcium silicate hydrate (C-S-H) nucleation. – *J. Crystal Growth*, 200, 565–574.
- Jeschke, A. A. – Vosbeck, K. – Dreybrodt, W. (2001): Surface controlled dissolution rates of gypsum in aqueous solutions exhibit nonlinear dissolution kinetics. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65 (1), 27–34.
- Pospíšilová, J. (2009): Experimentální růst sádrovce za různých hydrologických podmínek. – MS, bakalářská práce, MU, Brno.

3D ANALÝZA V PROSTŘEDÍ GIS: KONSTRUKCE PRŮBĚHU HRANIC GEOLOGICKÝCH TĚLES NA PŘÍKLADU STAVBY ÚZEMÍ MAPOVÉHO LISTU 25-231 ROŽNOV POD RADHOŠTĚM

3D analysis in GIS: construction of intersectional geological boundaries – a case study from the map sheet 25-231 Rožnov pod Radhoštěm

Denisa Poulová¹, Karel Kněžínek², Rostislav Melichar¹

¹ Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: analysis4gis@gmail.com

² Geografický ústav, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: analysis4gis@gmail.com

(25-23 Rožnov pod Radhoštěm)

Key words: GIS, 3D analysis, construction of geological boundaries, DEM, Silesian unit

Abstract

The aim of this paper is to inform about new possibilities and methods of construction of geological boundaries in geographical information systems (GIS). These methods allow faster and easier creation of geological maps in the appropriate areas. In this paper we describe methods using the raster digital elevation model (DEM) or vector triangular irregular network (TIN) for construction boundaries of dipping beds. Tools for construction of geological boundaries in the ArcGIS (ESRI) software environment and plug-in for open-source software OpenJUMP were developed. These tools are based on the fact that in some cases it is possible to use inclined plane as a simplified representation of the geological layer. The results were verified on the area covering the map sheet 25-231 Rožnov pod Radhoštěm which was suitable for an application of presented methods.

Úvod

Příspěvek si klade za cíl informovat o nových možnostech konstrukce hranic geologických těles v prostředí geografických informačních systémů (dále jen GIS), ve kterém byl vytvořen nástroj pro elektronickou konstrukci průběhu hranice geologických jednotek v mapě. Aplikace byla vyvinuta v systému ArcGIS desktop (produkt ArcInfo firmy ESRI, verze 9.2) a napsána v jazyce VBA. Testování proběhlo na reálných datových podkladech mapového listu 25-231 Rožnov pod Radhoštěm. Při konstrukci geologických map lze v některých případech použít rovinu jako zjednodušenou geometrickou reprezentaci nezvrásněné plochy geologického rozhraní. Proto mohla být vytvořena aplikace provádějící výpočet průběhu geologických hranic jako průniku prostorově orientované roviny s povrchem terénu. Průběh geologického rozhraní v mapě nezávisí pouze na sklonu plochy geologické jednotky, ale i na tvaru terénu, který protíná, a na jejich vzájemné orientaci, což geologům ztěžuje práci při tvorbě geologických map. Testovaná aplikace nabízí efektivní řešení tohoto problému. Tento článek vznikl v souvislosti s diplomovou prací „Automatizace konstrukce geologické mapy v prostředí GIS“ (Poulová 2011). Je připravována také druhá varianta aplikace, vyvíjená v prostředí OpenJump a naprogramovaná v jazyce JAVA. Výhodou této alternativy je její bezplatné použití, neboť program OpenJump patří do kategorie OpenSource software.

Metodika

Postupy pro nalezení průsečíku roviny s terénem byly rozpracovány již dříve pro ruční konstrukci. Nově je předkládán numerický výpočet průniku roviny s modelem reliéfu v systému ArcGIS, jenž se provádí na základě údajů ze strukturálních měření na výchozu. Průběh geologického

rozhraní v mapě lze získat analýzami jak nad rastrovým, tak i vektorovým výškovým modelem terénu.

1. Ruční konstrukční metody

Při ruční konstrukci se využívá postupů přímé a nepřímé úlohy či metody tří bodů (Marko 2007). Při přímé úloze známe z výchozu v terénu orientaci plochy geologického rozhraní v prostoru (azimut sklonu α a sklon φ) a vynásíme předpokládaný průběh hranice do mapy. K tomu použijeme metodu hlavních přímk, kdy konstruujeme hlavní přímk (tzv. „strukturální vrstevnice“) geologického rozhraní, které vykresluje do mapy, a následně hledáme průnik těchto přímk s vrstevnicemi terénu o stejné nadmořské výšce (Bennison – Moseley 2003).

Problém lze obrátit tak, že ze znalosti průběhu rozhraní v mapě můžeme zjišťovat velikost sklonu vrstev nepřímou úlohou. Nejjednodušší variantou je metoda tří bodů, kterou je vhodné použít, bylo-li rovinné geologické rozhraní zachyceno na třech místech, které neleží v linii, např. ve vrtech nebo na výchozech. V této variantě není nutné znát orientaci rozhraní ze strukturálních dat. Postupy pro nalezení průsečíku nepřímými metodami se článek dále nezabývá.

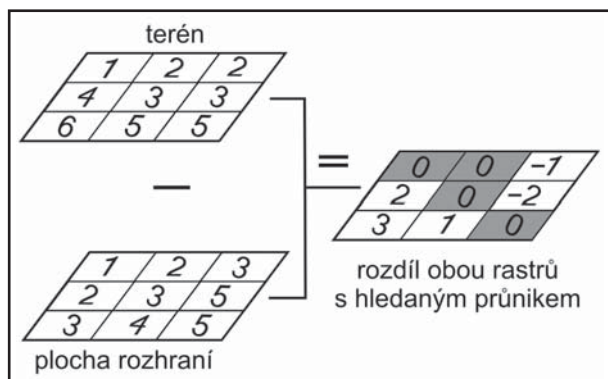
2. Digitální metody

Pro konstrukci geologických rozhraní pomocí GIS je důležitý digitální model terénu (DEM). Můžeme využít dvou druhů reprezentace reliéfu, a to buď rastrový anebo vektorový výškový model. Pro vektorový model terénu, jenž je tvořen nepravidelnou sítí trojúhelníků, se používá zkratka TIN (Triangulated Irregular Network).

2.a Konstrukce pomocí rozdílů rastrů

Pokud se rozhodneme využít pro tvorbu hranice geologické jednotky v mapě rastrový model terénu, musí-

me vytvořit také rastrovou reprezentaci geologické vrstvy, která je ukloněnou rovinou. Každá buňka obou rastrů nese informaci o nadmořské výšce. Pro vlastní konstrukci průniku geologické vrstvy s povrchem terénu bylo využito mapové algebry a extenze 3D analyst. Mapová algebra představuje operace, které umožňují provádět matematické výpočty nad rastrovými datovými sadami, respektive jejich odpovídajícími si buňkami. V tomto konkrétním případě bylo využito výškových rozdílů rastrů, kdy se hodnoty udávající nadmořskou výšku v jednotlivých buňkách od sebe odečty (obr. 1). Pokud odečteme rastr modelu terénu



Obr. 1: Princip výpočtu rozdílů rastrů. Hodnoty v buňkách odpovídají nadmořské výšce. Hledaná linie průniku je tvořena buňkami s hodnotou nula.

Fig. 1: Principle of subtraction of two raster layers method. Each pixel has information about his elevation. The intersection line is marked by pixels with zero value.

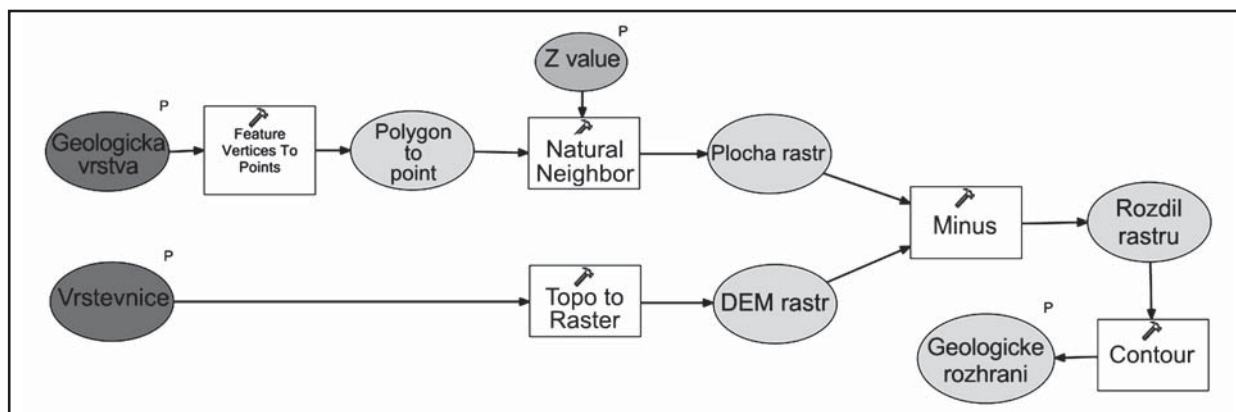
od rastru geologické plochy, získáme novou rastrovou vrstvu, ve které buňky mající zápornou hodnotu představují část plochy geologického rozhraní ležící pod úrovní terénu a buňky s kladnou hodnotou část plochy, která leží nad úrovní povrchu reliéfu. Buňky, jejichž hodnota je nulová, jsou hledaným průnikem obou prostorových těles. Linii představující hledaný průběh geologického rozhraní lze v programu ArcGIS extrahovat běžnými nástroji. Celý proces byl automatizován pomocí aplikace ModelBuilder (obr. 2), která uživateli poskytuje grafické rozhraní pro vytváření vlastních modelů na zpracování dat.

2.b Konstrukce vektorovým výpočtem

Při vektorových výpočtech průsečíků plochy geologického rozhraní a terénu se pracuje se souřadnicemi výchozu (s jeho polohou v prostoru), se strukturálními měřeními provedenými na výchozu (tzv. kompasová data), kterými jsou úhly azimut sklonu a velikost sklonu vrstevnatosti, a s vektorovým modelem terénu, tzv. TINem. Vektorový model reliéfu se skládá z prostorové nepravidelné sítě trojúhelníků (vrcholy, hrany a plochy trojúhelníků). Pro vlastní výpočet byla z TINu extrahována vrstva obsahující pouze hrany trojúhelníků. U každé z hran libovolného trojúhelníka jsou známy [x, y, z] souřadnice jejich koncových bodů (obr. 3). Tyto hrany jsou tedy jednoznačně prostorově určeny. Každá hrana byla pro další výpočty matematicky jednoznačně vyjádřena svojí parametrickou rovnicí. Rovinu v prostoru můžeme jednoznačně určit pomocí normálového vektoru a jednoho bodu, který leží v této rovině. Normálový vektor kolmý k rovině geologického rozhraní lze vypočítat ze dvou úhlů – azimutu spádnice a velikosti sklonu (Melichar 1991). Ze znalostí normálového vektoru a souřadnic jednoho bodu náležejícího ploše lze odvodit obecnou rovnici dané roviny, která jednoznačně definuje polohu roviny v prostoru. Vyjádření roviny obecnou rovnicí bylo následně použito při počítání hledaných průsečíků plochy geologického rozhraní a hran trojúhelníků modelu terénu. Výpočet průsečíků probíhal dosazováním parametrického vyjádření hran do obecné rovnice roviny. Tak byly získány souřadnice všech průsečíků plochy geologického rozhraní a terénu, které byly ukládány do atributové tabulky nové datové vrstvy. Vrstva bodů, na kterou je navázána atributová tabulka s identifikačním číslem bodu průsečíku (ID) a s jeho [x, y, z] souřadnicemi, byla následně přidána do mapy (obr. 3).

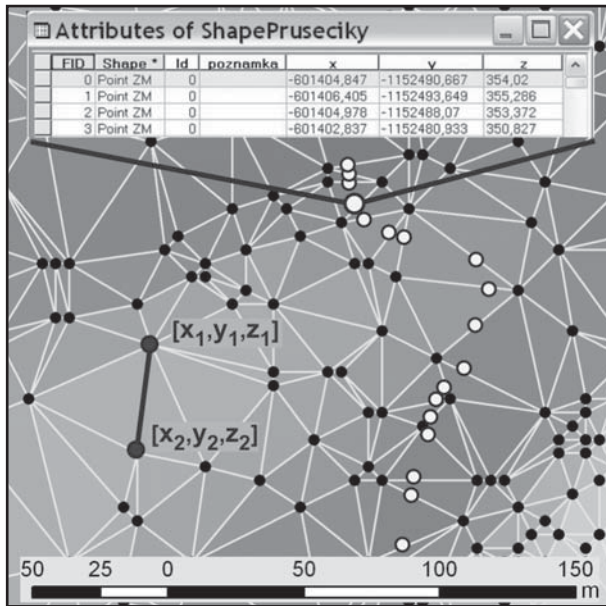
Použití aplikace

Studované území, na kterém byla aplikace pro získání průniku plochy a terénu testována, leží na mapovém listu 25-231 Rožnov pod Radhoštěm v oblasti Moravskoslezských Beskyd. Z regionálně-geologického hlediska jej řadíme do flyšového pásma Vnějších Západních Karpat. Větší část plochy mapového listu je tvořena slezskou jednotkou v godulském vývoji (krosněnská skupina příkrovů). Při j.



Obr. 2: Schéma výpočetního algoritmu v aplikaci ModelBuilder pro zpracování rastrových dat, jehož výsledkem je linie průsečíku geologické vrstvy s terémem.

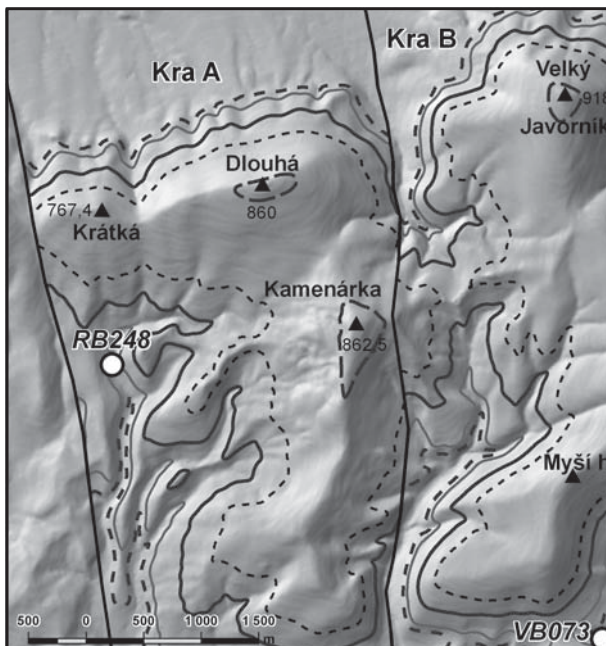
Fig. 2: Schema of algorithm from ModelBuilder for analysing raster data. Resulting line is extracted like a vector.



Obr. 3: Ukázka vektorového modelu terénu (TIN). Hrany trojúhelníků jsou určeny souřadnicemi koncových bodů. Vpravo body průsečíků roviny geologických vrstev geologické plochy a terénu, údaje o nich jsou v atributové tabulce.

Fig. 3: Vector digital elevation model (TIN). TIN edges have endpoints with known coordinates. Points in the right part of picture are points represent an intersection of dipping bed and TIN edges. Their attribute table is shown above.

okraji mapy se slezská jednotka tektonicky stýká s jednotkou račanskou (magurská skupina příkrovů). Důležitým faktorem, který byl i důvodem pro výběr tohoto území, je přítomnost plošně rozsáhlých ker, které mají rovinnou geometrii ploch vrstevnatosti. Právě tyto bloky hornin



Obr. 4: Výsledný průběh hranic geologických vrstev v mapě pro kry A a B. Styl čar odpovídá zobrazení hranic mezi jednotlivými souvrstvími v litostratigrafickém schématu (obr. 5).

Fig. 4: Geological boundaries of strata in the block A and B in the map, resulting from analysis. Style of lines in map is the same as in a lithostratigraphic diagram (fig. 5).

s rovinnou stavbou byly použity pro testovací analýzu. Testovaná 3D analýza geologických rozhraní byla provedena v softwarovém prostředí ArcGIS desktop (produkt ArcInfo firmy ESRI, verze 9.2), jehož funkcionalita byla rozšířena pomocí nástrojů vytvořených v skriptovacím jazyce VBA (Burke 2003, <http://support.esri.com>). Bylo využito extenze 3D analyst. Pro analýzu byly použity 3D vrstevnice ZABAGED, poskytnuté ČÚZK a body strukturního měření pracovníků České geologické služby.

Při analýze byl nejprve na základě dokumentačních bodů a mapovacích tůr sestaven řez, na kterém bylo ověřováno, zda je stavba vrstev rovinná, a z něhož byly stanoveny lokálně platné mocnosti jednotlivých stratigrafických jednotek. Následně byly z dokumentačních bodů konstruovány geologické hranice. Konstrukce byla omezena rozsahem příčných zlomů pouze na dílčí kry A a B. Průběh linie geologického rozhraní v mapě je velmi citlivý na přesnost měření velikosti sklonu geologických vrstev. Obzvláště tehdy, je-li rovina ukloněna jen mírně (sklony vrstev do 15°). Při malých sklonech hraje velkou roli každý stupeň, proto musely být původní naměřené hodnoty mírně upraveny o několik stupňů. Pro konstrukci rozhraní byla použita orientace vrstev 162/1,5° z dokumentačních bodů RB248 a VB073. Výsledná konstrukce je prezentována na obrázku 4. Lokální mocnosti jednotlivých souvrství v krách A i B a nadmořské výšky jejich hranic v místech těchto bodů v mapě jsou přehledně zobrazeny ve schématu (obr. 5). Styly linií rozhraní ve schématu odpovídají stylu zobrazení rozhraní v mapě.

stáří	souvrství	lokální mocnost	nadm. výška kra A, RB248	nadm. výška kra B, VB073
svrchní křída	svrchní godulské s.	190m	820	780
	střední godulské s.	60m	-630	-590
	spodní godulské s.	50m	570	540
	mazácké s.	20m	520 -500	490 -470

Obr. 5: Litostratigrafické schéma části slezské jednotky na listu Rožnov pod Radhoštěm (nadmořská výška v metrech nad mořem). Vzhled čar odpovídá jejich zobrazení v mapě (obr. 4).

Výsledky

Byl vytvořen nástroj, který umožní uživateli – geologovi zadat úhly orientace geologického rozhraní pro

Zadání orientace plochy

zadej azimut spádnice (0-360°):

zadej velikost sklonu (0-90°):

Bod měření:

souřadnice x:

souřadnice y:

souřadnice z:

Normálový vektor:

a:

b:

c:

Obecná rovnice roviny:

parametr d:

Obr. 6: Dialogové okno pro zadávání kompasových dat (azimut sklonu a velikost sklonu) a pro zobrazení výsledků výpočtů charakterizujících zadanou rovinu.

Fig. 6: Dialog box to enter dip direction and dip of a bed, which shows results of computed data (normal vector and general equation) representing the geological surface.

vybraný bod měření v mapě pomocí dialogového okna (obr. 6) a následně se v programu provede výpočet obecné rovnice zadané roviny. Tento výsledek dále vstupuje do série vektorových výpočtů. Nejprve proběhne výpočet průsečíků zadané plochy a hran trojúhelníků (terénu). Průsečíky jsou poté přidány do mapy jako nová datová vrstva, na kterou je navázána atributová tabulka s identifikačním číslem bodu průsečíku (ID) a s jeho [x, y, z] souřadnicemi. Analýzu průběhu geologické hranice lze provést i s rastrovým modelem terénu, kdy se zadaná vektorová plocha převede do rastrové podoby a následně je odečtena od rastrového modelu reliéfu. Průnik je vizualizován v mapě linií. Nástroj prozatím není možné použít na zvrásněné geologické jednotky.

Závěr

Použití nástroje vytvořeného v GIS pro konstrukci geologických rozhraní se v praxi osvědčilo a ukázalo se jako přínosné. Umožňuje mapujícímu geologovi rychle a opakovaně vykreslit průběh geologického rozhraní v mapě pro různé vrstvy. Díky tomu se urychlí tvorba geologických hranic a celý proces je zjednodušen. Geolog může také efektivně ověřovat průběh rozhraní pro různé sklony geologických vrstev, čímž mohou být geologická mapa i geologický řez zpřesněny. K výše popsaným metodám a nástrojům je však nutné přistupovat s rozumem a vždy komplexně posoudit geologickou stavbu mapovaného území. Je nutné věnovat pozornost tektonickému porušení území, zlomům a zvrásnění geologických jednotek. Geolog proto musí vždy odborně rozhodnout o vhodnosti použití uvedených nástrojů pro dané území a kriticky zhodnotit dosažené výsledky.

If you are interested in more information, please do not hesitate to contact us by e-mail analysis4gis@gmail.com.

Poděkování

Za poskytnutí dat děkuji Mgr. Vítu Baldíkovi z České geologické služby Brno a Českému úřadu zeměměřičskému a katastrálnímu (ČÚZK) Praha.

Literatura

- Bennison, G. M. – Moseley, K. A. (2003): An introduction to geological structures and maps. – Arnold, A member of Hodder Headline group, London.
- Burke, R. (2003): Getting to know ArcObjects. – ESRI Press, Redlands, California.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stránil, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Academia, Praha.
- Marko, F. – Reichwalder, P. – Jablonský, J. – Vojtko, R. (2007): Geologické mapovanie. – Univerzita Komenského, Bratislava.
- Melichar, R. (1991): Metody strukturní geologie. Orientační analýza. – Masarykova univerzita, Brno.
- Poulová, D. (2011): Automatizace konstrukce geologické mapy v prostředí GIS. – MS, diplomová práce. PŘF MU, Brno.
- Podpora ARCDATA Praha (2011): <http://www.arcdata.cz/podpora>, březen 2011.
- ESRI support (2011): <http://support.esri.com>, duben 2011.

CHEMICKÉ SLOŽENÍ RANĚ STŘEDOVĚKÝCH SKLENĚNÝCH KORÁLKŮ Z JIŽNÍHO PŘEDHRADÍ VELKOMORAVSKÉHO HRADISKA BŘECLAV-POHANSKO

Chemical composition of early medieval glass beads from the southern part of the stronghold at Břeclav-Pohansko

Renáta Přichystalová¹, Jindřich Štelcl^{2,3}, Václav Vávra^{2,3}

¹ Ústav archeologie a muzeologie FF MU, Arna Nováka 1, 602 00 Brno; e-mail: svecova@phil.muni.cz

² Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: stelcl@sci.muni.cz

³ Katedra biologie PedF MU, Poříčí 7, 603 00 Brno

(34-23 Břeclav)

Key words: Pohansko, Middle Age, glass beads, chemical composition

Abstract

Archaeological research in the southern bailey of the Great Moravian stronghold at Břeclav-Pohansko revealed that funerary equipment in several graves comprised glass beads and buttons. With regard to chemical composition of the raw material from which they were made it can be concluded that beads from alkaline glass containing more than 10 wt. % Na₂O are dominant, whereas beads from siliceous glass containing more than 75 wt. % SiO₂ and up to 10 wt. % Na₂O as well as chemically unclassifiable beads are less frequent.

Úvod

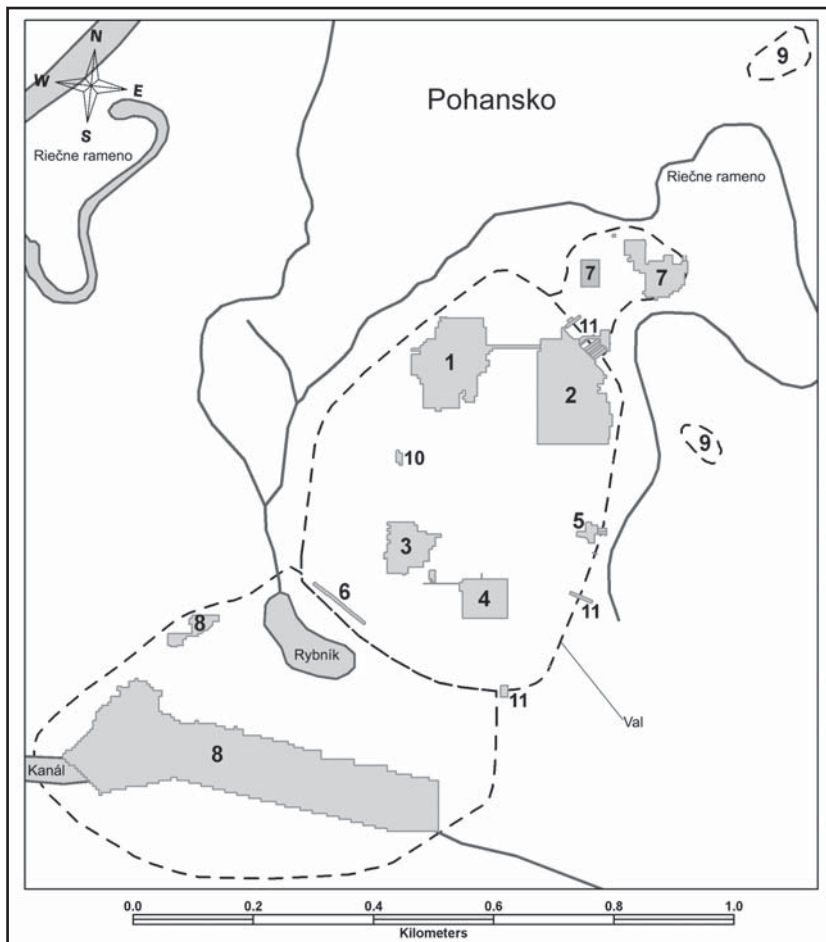
Velkomoravské hradisko Břeclav-Pohansko leží v prostoru lužních lesů, asi tři kilometry jižně od centra Břeclavi (obr. 1). Lokalita je nepřetržitě zkoumána od roku 1959 pracovníky Ústavu archeologie a muzeologie Filozofické fakulty Masarykovy univerzity (dříve katedra prehistorie Filozofické fakulty Univerzity J. E. Purkyně v Brně).

Na písčité duně, která se vytvořila na rozhraní zčásti zalesněného, zčásti lučinatého a bažinatého pásma mezi starými říčními rameny Dyje, bylo v průběhu 9. století jedno z nejrozsáhlejších raně středověkých opevnění na našem území. Fortifikace na Pohansku má oválný tvar

a chrání plochu 28 ha (Macháček 2002). V předhradí u s. až sv. konce hradiska probíhá v současnosti archeologický výzkum, který zachytil jedinečnou památku – druhý zděný velkomoravský kostel z prostoru sídelní aglomerace Břeclav-Pohansko (Čáp et al., v tisku). První byl prozkou-

Obr. 1: Přehled prozkoumaných poloh na lokalitě Břeclav-Pohansko v letech 1959–2009. Legenda: 1 – velmožský dvorec, 2 – lesní školka, 3 – žárové pohřebiště, 4 – lesní hrúd, 5 – východní brána, 6 – sonda před Zámečkem, 7 – severovýchodní předhradí, 8 – jižní předhradí, 9 – pozitivní povrchové sběry, 10 – sonda u jezírka, 11 – řezy valem.

Fig. 1: List of discovered sites in the Breclav-Pohansko area in 1959–2009. Legends: 1 – Prince's Court, 2 – Tree Nursery, 3 – Fire Burial Site, 4 – Forest Dune, 5 – Eastern Gate, 6 – Excavation in front of Manor, 7 – Northeastern Barbican, 8 – Southern Barbican, 9 – Positive Surface Gather, 10 – Excavation at Leak, 11 – Cuts through the Rampart.



mán v areálu tzv. velmožského dvorce umístěného uvnitř opevnění (Dostál 1975).

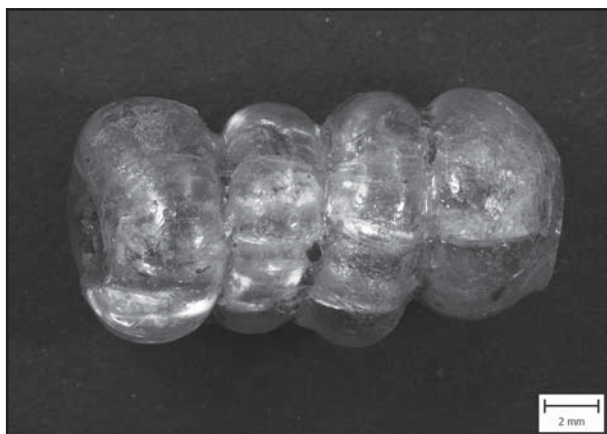
Archeologicky nejvíce prozkoumanou částí lokality je j. předhradí, z něhož bylo odkryto cca 9 ha, což činí asi 30–40 % z jeho celkové plochy (Dresler – Macháček 2007). Právě z prostoru jižního předhradí pochází nálezy skleněných korálek a gombíků (knoflíků), které jsou předmětem zkoumání tohoto příspěvku.

Všech 14 nalezených vzorků bylo součástí hrobové výbavy. Korálky byly objeveny v hrobech JP/022 (vzorek 1, 2, 3, 4), JP/028 (vzorek 5), JP/065 (vzorek 6, 7), JP/172 (vzorek 8, 9, 10, 11). Skleněné gombíky tvořily součást inventáře hrobů JP/072 (vzorek 12), JP/177 (vzorek 13) a JP/202 (vzorek 14).

Popis archeologických nálezů

Hrob JP/022

Břeclav-Pohansko, jižní předhradí; rok 1962; čtverec L 16–74; antropologické určení: dítě asi 10 let. Obdélníková jáma 185 × 90 × 75 cm (hloubka od skrytého podloží); orientace SSZ–JJV. V horní části hrudníku mezi dislokovanými kostmi bylo nalezeno 30 skleněných korálek (z toho 27 celých). Náhrdelník složený z 27 celých skleněných korálek a 3 zlomků obsahoval 19 příčně členěných korálek: jeden sedmkrát členěný, jeden šestkrát členěný, devět čtyřikrát členěných (obr. 2), sedm třikrát členěných a jeden dvakrát členěný; dva sekané válcovité zelené korálky; šest drobných tmavomodrých kotoučovitých korálek (jedna bronzová trubička po korálku a zlomky dvou korálek – nedochováno); inventární číslo P38302.



Obr. 2: Čtyřikrát členěný korálek nalezený v hrobu JP/022 (velkomoravské hradiště Břeclav-Pohansko).

Fig. 2: Four-times-divided bead found in the grave JP/022 (Great Moravian stronghold Breclav-Pohansko).

Hrob JP/028

Břeclav-Pohansko, jižní předhradí; rok 1962; čtverec L 30–93; antropologické určení: žena, 19–20 let. Obdélníková jáma 190 × 70 × 20 cm (hloubka od skrytého podloží); orientace JZ–SV. Na levé straně pod žebry mezi páteří a loktem levé paže leželo na tenkém drátku navlečených osm olivovitých korálek ze zeleného skla (dnes zachovány pouze 4 se zlomky železného drátku). Dva korálky jsou celé, dva poškozené, jejich délka je 6–8 mm a maximální průměr činí 6–7 mm; inventární číslo P38327.

Hrob JP/065

Břeclav-Pohansko, jižní předhradí; rok 1976; čtverec O 91–2; antropologické určení: žena 45–55 let; obdélníková jáma 205 × 62 × 37 cm (hloubka od skrytého podloží); orientace SZ–JV. V horní části hrudníku ležely pod mandibulou tři skleněné korálky, dnes zachovány pouze dva. Jde o třikrát příčně členěný modrý korálek z taženého skla (inventární číslo P144715) a třikrát podélně členěný korálek z tmavozeleného skla, v jehož otvoru se nachází kovová trubička (inventární číslo P144713).

Hrob JP/072

Břeclav-Pohansko, jižní předhradí; rok 1976; čtverec O 89–3; antropologické určení: dítě, 1–1,5 roku. Oválná jáma 100 × 50 × 13 cm (hloubka od skrytého podloží); orientace SZ–JV. V horní části hrudníku byl nalezen menší kulovitý skleněný knoflík z tmavomodrého skla s železným ouškem obaleným rží (inventární číslo P144735).

Hrob JP/172

Břeclav-Pohansko, jižní předhradí; rok 1978; čtverec O 33–8; antropologické určení: žena, 24–30 let. Oválná jáma 180 × 67 × 24 cm (hloubka od skrytého podloží); orientace J–S. V horní části hrudníku se nacházely fragmenty náhrdelníku ze skleněných korálek a kovových přívěsků. Náhrdelník byl sestaven z různých artefaktů: ze čtyř skleněných korálek, jednoho bronzového předmětu ve tvaru zploštělé cívky, dvou bronzových nebo měděných zprohýbaných plechů. Korálky reprezentuje kotoučovitý korálek s velkým otvorem z průhledného modrého skla, kulovitý poškozený korálek z červenohnědého skla připomínajícího keramickou hmotu, korozi značně poškozený válcovitý korálek z původně černého skla zdobený spirálou ze žlutého skla a válcovitý čtyřikrát příčně členěný korálek ze žlutohnědého až olivově zbarveného skla (inventární číslo P165038).

Hrob JP/177

Břeclav-Pohansko, jižní předhradí; rok 1978; čtverec O 35–7; antropologické určení: dítě, věk nespécifikován. Obdélníková jáma 100 × 40 × 7 cm (hloubka od skrytého podloží); orientace SZ–JV. V prostoru kolem lebky byl nalezen kulovitý skleněný knoflík tmavohnědé barvy s poškozeným železným ouškem (inventární číslo P165051).

Hrob JP/202

Břeclav-Pohansko, jižní předhradí; rok 1991; čtverec C 95–55; antropologické určení: dítě, 3 roky. Obdélníková jáma 132 × 72 × 11 cm (hloubka od skrytého podloží); orientace SZ–JV. Hrob obsahoval recentně poškozený kotoučovitý knoflík z čirého skla se zkorodovaným železným ouškem (inventární číslo P204397), skleněný valounek se stopami rzi na povrchu (inventární číslo P204396).

Náhrdelníky se vyskytují převážně v ženských a dětských hrobech, ojedinělé nálezy skleněných korálek mimo funkční polohu (horní část hrudníku) byly nalezeny i v hrobech mužských. Současná odborná literatura zdůrazňuje význam a důležitost nejenom detailní analýzy tvaru korálek, ale také rekonstrukce výrobních technologií a chemického složení skla. Získané poznatky umožňují vyčlenit ze skupiny zdánlivě stejných korálek různé typy a varianty, které mohou mít význam pro chronologické zařazení hrobového celku. Předkládaná studie je počátkem

detailního posouzení nálezů skleněných korálků z jižního předhradí velkomoravského hradiska Břeclav-Pohansko.

Skleněné knoflíky (gombíky) byly při archeologickém výzkumu jižního předhradí nalezeny pouze v dětských hrobech. Analogická situace platí např. i pro pohřebiště u kostela v areálu velmožského dvorce nebo na pohřebištích Prušánky 1 a 2 (Klanica 2006). U koster bývají indikovány v horní polovině těla, většinou v oblasti hrudníku a tvořily součást oděvu. V rámci celé Moravy se skleněné knoflíky vyskytují převážně na venkovských pohřebištích. V hrobech u kostelů je jejich výskyt sporadický. Tento poznatek patrně svědčí o skutečnosti, že v hospodářském zázemí centrálních aglomerací byla preferována jiná móda než na hradištích (Ungerma 2007).

Metodika chemické analýzy

Materiál byl analyzován a snímkován na elektronovém rastrovacím mikroskopu JEOL JSM-6490LV s připojeným EDX analyzátozem. Analyzována byla vždy čtvercová plocha o délce hrany cca 2 μm , pouze v případě drobných inkluzí byly prováděny analýzy bodové. Délka načítání ED spektra činila 60 s. S ohledem na historickou hodnotu nálezů nebylo ve většině případů možné mechanicky odstranit zvětralou povrchovou vrstvu. Z tohoto důvodu byly dle možnosti analýzy prováděny na zvětráváním vizuálně nezasažených částech skleněných korálků, konkrétní místa byla volena za pomoci elektronového mikroskopu. Pro

bližší ověření dvouplášťového charakteru korálků byly vybrané vzorky na příčném řezu zbrušeny a naleštěny.

Chemická klasifikace a výsledky studia skleněných korálků

Klasifikace skel použitých k výrobě korálků z velkomoravského hradiska Pohansko byla prováděna v souladu se závěry Černé et al. (2001), kteří se podrobně zabývali mikroanalytickým posouzením chemického složení raně středověkých skel korálků pocházejících převážně z oblasti středních a severozápadních Čech období 6.–12. století. Dosažené výsledky umožnily autorům klasifikovat studovaná skla do pěti základních chemických skupin:

skupina A: sodno-vápenatá skla ($\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$),
 skupina B: binární olovnatá skla ($\text{PbO}-\text{SiO}_2$),
 skupina C: draselno-olovnatá skla ($\text{K}_2\text{O}-\text{PbO}-\text{SiO}_2$),
 skupina D: sodno-olovnatá skla ($\text{Na}_2\text{O}-\text{PbO}-\text{SiO}_2$),
 skupina E: chemicky nezařazená skla.

Analýzované skleněné korálky z archeologického naleziště Břeclav-Pohansko lze na základě obsahu SiO_2 a alkálií rozdělit do tří základních skupin:

alkalická skla: obsahují více než 10 hmot. % Na_2O a méně než 1 hmot. % MgO – jde o vzorky 1, 2, 4, 5, 6, 7, 9 a 10 (tab 1).

křemítá skla: obsahují více než 75 hmot. % SiO_2 a méně než 10 hmot. % Na_2O – v rámci hodnoceného souboru je reprezentují vzorky 3, 8 a 12 (tab. 1),

vzorek	SiO_2	Na_2O	K_2O	CaO	PbO	FeO	Al_2O_3	SO_3	MnO	MgO	P_2O_5	TiO_2	CuO	suma
vz. 1a	67,14	8,32	3,54	5,55		2,64	9,38			1,74		0,71		99,02
vz. 1b	66,72	8,78	3,72	5,91		2,63	8,35	0,83		1,42		0,55		98,91
vz. 2a	63,80	15,37	3,36	5,38		0,86	5,85			4,13			0,77	99,52
vz. 2b	65,12	13,50	3,60	6,11		0,87	5,71		0,47	4,14				99,52
vz. 3a	79,24	7,27	0,94	6,51			2,93	0,60	0,80	0,59				98,88
vz. 3b	83,45	3,41	0,63	6,07		0,98	3,69			0,83				99,06
vz. 4a	70,50	12,44	1,98	3,84		0,88	2,81		1,04	5,94				99,43
vz. 4b	69,64	13,91	2,05	3,90		0,42	1,94		1,00	6,46				99,32
vz. 5a	74,15	11,56	1,62	5,36		1,00	3,00			2,38				99,07
vz. 5b	74,54	10,21	1,68	5,47		1,03	3,30			2,60				98,83
vz. 6a	73,76	9,89	1,20	6,96		1,50	4,35			1,36				99,02
vz. 6b	71,62	14,29	1,09	6,72		1,10	3,07			1,15				99,04
vz. 7a	71,01	14,20	2,45	5,06			2,34			4,28				99,34
vz. 7b	70,46	11,66	2,51	5,21		1,50	3,88			4,03				99,25
vz. 8a	84,12	3,08	0,54	4,70		1,29	2,95		1,03	1,29				99,00
vz. 8b	84,50	2,85	0,77	4,72		1,18	2,68		0,93	1,29				98,92
vz. 9a	55,74	14,70	1,29	6,19	9,68	2,23	2,47		0,64	2,60	1,50		2,03	99,07
vz. 9b	27,83		1,47	4,07		5,49	9,92	2,75		2,69	14,79		30,24	99,25
vz. 10a	63,83	15,35	2,30	5,23		1,31	3,81		0,74	5,56	0,68		0,55	99,36
vz. 10b	54,40	5,41	3,30	3,87		6,04	15,00			3,48	2,50	0,85	4,08	98,93
vz. 11a	77,30	4,10	1,50	6,48		1,73	3,19		0,98	1,32	0,93		1,29	98,82
vz. 11b	69,22	4,08	1,09	6,10	5,61	1,87	4,11		0,86	1,07	1,71		3,17	98,89
vz. 12a	79,08	9,86	0,70	6,61		0,95	1,12			0,51				98,83
vz. 12b	78,76	9,64	0,76	6,47		1,03	1,62			0,58				98,86
vz. 13a	75,14	3,39	1,35	5,49		2,90	6,89	1,01	0,48	1,67	0,87			99,19
vz. 13b	84,88	2,46	0,91	2,71		1,67	3,79	0,75	0,53	1,42				99,12
vz. 14a	83,44	1,81	0,71	4,77		2,57	5,42			1,05				99,77
vz. 14b	49,06	3,32	1,72	6,68		14,57	12,74			2,13	9,03	0,51		99,76

Tab. 1: Přehled vybraných EDX chemických analýz skleněných korálků z velkomoravského hradiska Břeclav-Pohansko. Obsahy oxidů uvedeny v hmot. %.

Tab. 1: Selected EDX-analysis of beads from Great Moravian stronghold Breclav-Pohansko. The oxide content is in wt. %.

ostatní skla: vzhledem k silně nehomogenní stavbě je jejich jednoznačné klasifikační zařazení problematické, uvedené kategorii odpovídají svým chemickým složením vzorky 11, 13 a 14 (tab. 1).

Surovina použitá na výrobu skleněných korálků vykazuje některé specifické chemické závislosti. Vysoký obsah SiO_2 je v analyzovaném materiálu vždy kompenzován nízkými obsahy alkalických prvků, přičemž zastoupení Na_2O je výrazně vyšší než množství K_2O . Vysoký podíl Al_2O_3 je přítomen pouze ve sklech s nízkým a středním obsahem SiO_2 . Vysoké zastoupení Na_2O v použité sklářské surovině je doprovázeno zvýšeným obsahem MgO .

Některá skla vykazují několikaprocentní obsahy PbO a CuO (tab. 1). Vzhledem k jejich koncentracím nelze ale tento materiál srovnávat se skupinami binárních olovnatých, draselno-olvnatých a sodno-olvnatých skel ve smyslu práce Černé et al. (2001). Příměsi uvedených prvků jsou vždy spojeny se středními a nízkými obsahy SiO_2 v analyzovaných sklech.

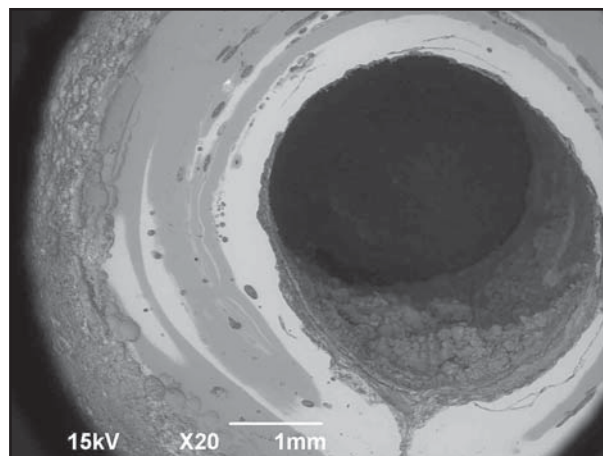
Mikroskopické a mikroanalytické studium prokázalo v materiálu některých skleněných korálků četné inkluze a nehomogenity. Tyto lze s největší pravděpodobností interpretovat jako:

zbytky minerálů pocházejících z původní sklářské suroviny nebo tavicích přísad (např. baryt, monazit nebo některé sulfidy),

inhomogenity v nedokonale promíseném materiálu,

– drobné částice přísad určených k barvení skla (zejména fáze s obsahem mědi, olova, cínu, chrómu nebo titanu).

Vzorky 4, 9 a 10 lze s ohledem na částečně odlišné složení jednotlivých dílčích vrstev charakterizovat jako dvouplášťové (obr. 3). Korálky reprezentované vzorky č. 4 a 10 byly pravděpodobně vyrobeny ve dvou postupných krocích, přičemž aktuálně více zvětralé partie se nacházejí v bezprostřední blízkosti jejich středového otvoru. Korálek č. 10 byl patrně vyroben technologií postupného navíjení



Obr. 3: Příčný řez korálkem dvouplášťového typu (vzorek 9, hrob JP/172) v elektronovém rastrovacím mikroskopu. Odlišně zbarvené zóny ve zpětně odražených elektronech reprezentují materiál odlišného chemického složení.

Fig. 3: Diagonal cut through a bead of double-shell type (sample 9, grave JP/172) in scanning electron microscope. Differently colored areas in the back scattered electrons image represent material of different chemical composition.

roztavené sklářské suroviny, která však nebyla zcela dokonale homogenní. Tato skutečnost se v elektronovém obrazu projevuje vznikem koncentrických zón o nestejně mocnosti a rozdílném chemickém složení, v nichž se střídají polohy alkalického skla se zónami alkalického skla s příměsí olova a mědi.

Příspěvek byl vypracován za finanční podpory výzkumného záměru MSM0021622427 „Interdisciplinární centrum výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku. Archeologický terénní a teoretický výzkum, využití přírodních věd, metodologie a informatika, ochrana kulturního dědictví“.

Literatura

- Čáp, P. – Dresler, P. – Macháček, J. – Přichystalová, R. (v tisku): Grossmährische Kirchen in Pohansko bei Břeclav. – In: Frühmittelalterliche Kirchen als archäologische und historische Quelle. Internationale Tagungen in Mikulčice VIII. Brno.
- Černá, E. – Hulínský, V. – Gedeon, O. (2001): Výpověď mikroanalýz vzorků skel z raného středověku. – *Archeologické rozhledy*, 53, 59–89, Praha.
- Dostál, B. (1975): Břeclav Pohansko IV. Velkomoravský velmožský dvorec. – Brno.
- Dresler, P. – Macháček, J. (2007): Břeclav-Pohansko: stav a zpracování výzkumů předhradí. – In: Dresler, P. – Měřínský, Z. (eds): *Archeologie doby hradištní v České a Slovenské republice*. 54–61. Brno.
- Klanica, Z. (2006): Nechvalí, Prušánky. Čtyři slovanská pohřebiště. Díl I. Brno.
- Macháček, J. (2002): Pohansko u Břeclavi/Lundenburg. – In: *Střed Evropy okolo roku 1000. Historické, umeleckohistorické a archeologické studie a katalog k výstavě*. 115. Praha.
- Ungermaň, Š. (2007): Raně středověké pohřebiště v Dolních Věstonicích-Na pískách. – MS disertační práce, MU Brno.

GRAVIMETRICKÝ MODEL PROFILU VRANOVSKÁ VES–ŽELEŠICE–HOLEŠOV

Gravity Cross-section Vranovská Ves–Želešice–Holešov

Iva Sedláková

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 175169@mail.muni.cz

(33-22 Vranov nad Dyjí, 34-11 Znojmo, 24-34 Ivančice, 24-43 Šlapnice, 24-44 Bučovice, 24-42 Kojetín, 25-31 Kroměříž)

Key words: Bohemian Massif, Western Carpathians, gravity modelling

Abstract

The cross-section Vranovská Ves–Želešice–Holešov was interpreted based on gravimetric modelling of the upper part of the Earth's crust along the profile Vranovská Ves–Želešice–Holešov. The profile has been chosen in order to cut through the both main regional geologic units in the Czech Republic – Bohemian Massif and Western Carpathians. In the central part of the profile (near Želešice village) the profile passes through metabasite zone of the Brno massif. This part shows the highest values of the Bouguer gravity anomalies, as well as in the whole Czech Republic. Modelling was based on geophysical data and tectonic conceptions, based on bore-hole data and petrophysical data.

Úvod

Profil Vranovská Ves–Želešice–Holešov ve svém průběhu protíná oba hlavní regionální celky na území ČR, tj. Český masiv a Západní Karpaty. Západní část profilu tvoří variské horniny moldanubika a moravika. Analogicky ke stavbě tektonických oken – svratecké a dyjské klenby – je předpokládána příkrovová stavba jednotek moravika a moldanubika a jejich postupné nasunutí přes horniny brunovistulika (Suess 1912, Jaroš – Mísař 1976, Schulmann et al. 1991, Franke 2000). Západní Karpaty jsou na profilu reprezentovány neogenními sedimenty karpatské předhlubně, které překrývají podložní horniny moravského paleozoika a brunovistulika (Suk et al. 1991). V linii profilu Vranovská Ves–Želešice–Holešov byl s pomocí geofyzikální metody gravimetrie (podpořené údaji z geologických map, z vrtných prací a z petrofyzikálních měření) vytvořen regionální interpretační řez s cílem ověřit a podpořit představy o geologické stavbě dané oblasti.

Geologická situace

Interpretační profil Vranovská Ves–Želešice–Holešov má celkovou délku 140,5 km (obr. 1). Jeho počátek u Vranovské Vsi leží v gföhlských rulách moldanubika. Horniny moldanubika v z. části profilu spočívají na moraviku. Směrem dále k V jsou krystalinické komplexy překryty sousední boskovickou brázdou, resp. její nejnižnější částí v blízkosti Moravského Krumlova.

V centrální části profilu pak dominuje brněnský masiv, který je součástí brunovistulika. Skládá se ze 3 částí: západní a východní granitoidní části a centrálního bazického pásma (Hanžl et al. 2000). Především bazická část, která je mohutně vyvinuta v oblasti Želešic, představuje ohnisko zájmu gravimetrického modelování – vzhledem k anomální hustotě bazik.

Ve v. oblasti profilu na povrchu převládají terciární sedimenty karpatské předhlubně, v závěrečném úseku pak okrajově i kvartérními sedimenty Moravské brány u Holešova. Při v. okraji profilu se v podloží kvartéru nacházejí také útržky flyšových příkrovů. Pod nimi jsou vrtné doloženy horniny kulmu, devonu a v jejich hlubším podloží i horniny brunovistulika (Suk et al. 1991).

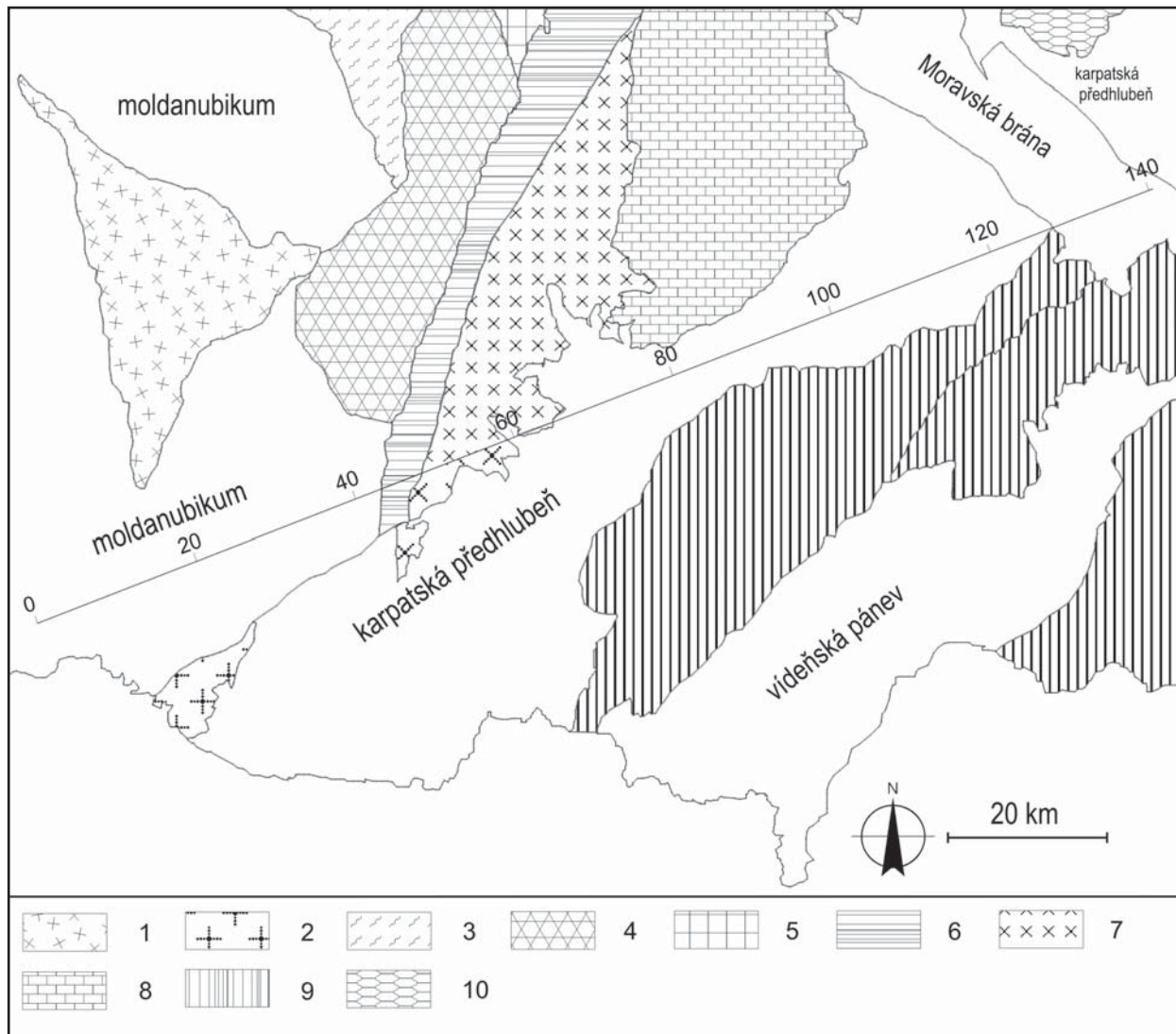
Metodika

Na základě syntézy geologických dat (geologických map, údajů o hloubených vrtech), dále petrofyzikálních údajů (hustot hornin) a geofyzikálních dat (map Bouguerových anomálií, informací o hlubší korové stavbě ze seismického průzkumu), byl vytvořen geologický model svrchní části zemské kůry v profilu Vranovská Ves–Želešice–Holešov. Pro řešení geometrie stavby posloužila geofyzikální metoda gravimetrie.

Gravimetrické modelování umožňuje prověřovat shodu mezi vypočítanou gravitační odezvou těles modelovaných v geologickém řezu a mezi v terénu naměřenými hodnotami gravimetrických Bouguerových anomálií. Pro úspěšné modelování je nutno znát dobře hustoty jednotlivých hornin a další podpůrné informace o pravděpodobných tvarech a hloubkových vztazích geologických těles v řezu (Sedlák et al. 2007).

Hustota hornin hraje zásadní roli při gravimetrickém modelování. Hlavními faktory, které ovlivňují specifické hmotnostní vlastnosti hornin, jsou mineralogické složení horniny, chemické složení hlavních horninotvorných minerálů a dále struktura a textura horniny a stupeň její diagenese a metamorfózy (Mareš et al. 1990).

Údaje o hustotách hornin jsou čerpány především z prací Čejchanové et al. (1981) a Stránské et al. (1986) zpracovaných na základě petrofyzikálních měření na vzorcích hornin z povrchových odběrů i z vrtů (tab. 1).



Obr. 1: Výřez ze schematické geologické mapy se zakresleným profilem. Vysvětlivky: 1 – třebíčský masiv, 2 – dyjský masiv, 3 – svratecké krystalinikum, 4 – svratecká klenba, 5 – letovické krystalinikum, 6 – boskovická brázda, 7 – brněnský masiv, 8 – kulm Dražanské vrchoviny, 9 – západokarpatské flyšové příkrovy, 10 – Nízký Jeseník.

Fig. 1: Outcrop from the scheme of the geological map with marked profile. Legends: 1 – Třebíč Durbachite Massif, 2 – Dyje batholith, 3 – Svratka crystalline Complex, 4 – Svratka dome, 5 – Letovice crystalline Complex, 6 – Boskovice furrow, 7 – Brno batholith, 8 – Dražanská vrchovina Highland, 9 – flysch nappes, 10 – Nízký Jeseník Upland.

Komplexy hornin na studovaném profilu se podílejí na existenci 3 oblastí s odlišnými tíhovými projevy (obr. 2). Je to jednak relativně kladná oblast v moldanubika (v z. části profilu), dále brněnský masiv s vůbec největší kladnou tíhovou anomálií v ČR a konečně oblast karpatské předhlubně (na V), která je charakterizována zápornými hodnotami tíhového pole.

Výsledky

V z. části modelovaného profilu se při povrchu vyskytují gřohlské ruly moldanubika, které dosahují mocnosti cca 1,3 km (obr. 3). Pod horninami moldanubika je modelována jednotka moravika. Prochází v celé délce z. části profilu pod gřohlskými rulami a tvoří také podloží boskovické brázdy. V celé své délce vykazuje mocnost okolo 1 km. Boskovická brázda dosahuje na profilu do hloubky 500 m a její podloží tvoří horniny moravika (Malý 1993).

Jednotka brunovistulika zaujímá převážnou část modelovaného geologického řezu. Povrchové výchozy brněnského masivu (mezi 48. až 66. km) jsou v řezu tvořeny granodiority západní granitoidní zóny s několika dílčími výskyty mělkých těles dioritů (dosahují do hloubky maximálně 600–800 m). Západní granitoidní zóna se noří k Z pod variské jednotky moravika a moldanubika. Směrem k V se nachází metabazitová zóna, která je překryta mělkými neogenními sedimenty. Zatímco na její v. straně dochází ke strmému poklesu hodnot Bouguerových anomálií, směrem k Z hodnoty klesají pozvolněji. Z těchto skutečností lze zřejmě usuzovat na průběh tělesa metabazitové zóny brněnského masivu – zatímco směrem k V zóna upadá velmi strmě do hloubky, směrem k Z se svažuje pod komplexy moldanubika a boskovické brázdy pod relativně menším úhlem.

Prudký pokles tíhového pole na v. hranici metabazitové zóny je částečně ovlivněn přítomností tělesa

hornina		hustota (g.cm ⁻³)
brunovistulikum	granodiorit	2,67
	diorit	2,9
	hornblendit	2,95
	metamorfity	2,75
moravikum	bítešská rula	2,67–2,69
	amfibolit	3,03–3,07
	fylity, svory, pararuly	2,75–2,80
	gföhlské ruly	2,65
moldanubikum	amfibolit	2,87–2,93
	migmatity	2,71
	serpentinit	2,73–2,82
moravskoslezské paleozoikum	granulitové masivy vcelku	2,71
	bazální klastika	2,65
	vápence	2,725
	břidlice	2,72–2,76
	slepence	2,69
Boskovická brázda		2,66–2,69
	Jura (vápencový vývoj)	2,74
	karpatská předhlubeň	2,20–2,39
	flyšové pásmo	2,30–2,49
	pleisto-pliocén	~ 2,20

Tab. 1: Hustotní přehled (převzato z Čejchanová et al. 1981, Stránská et al. 1986).

Tab. 1: Density overview (borrowed by Čejchanová et al. 1981, Stránská et al. 1986).

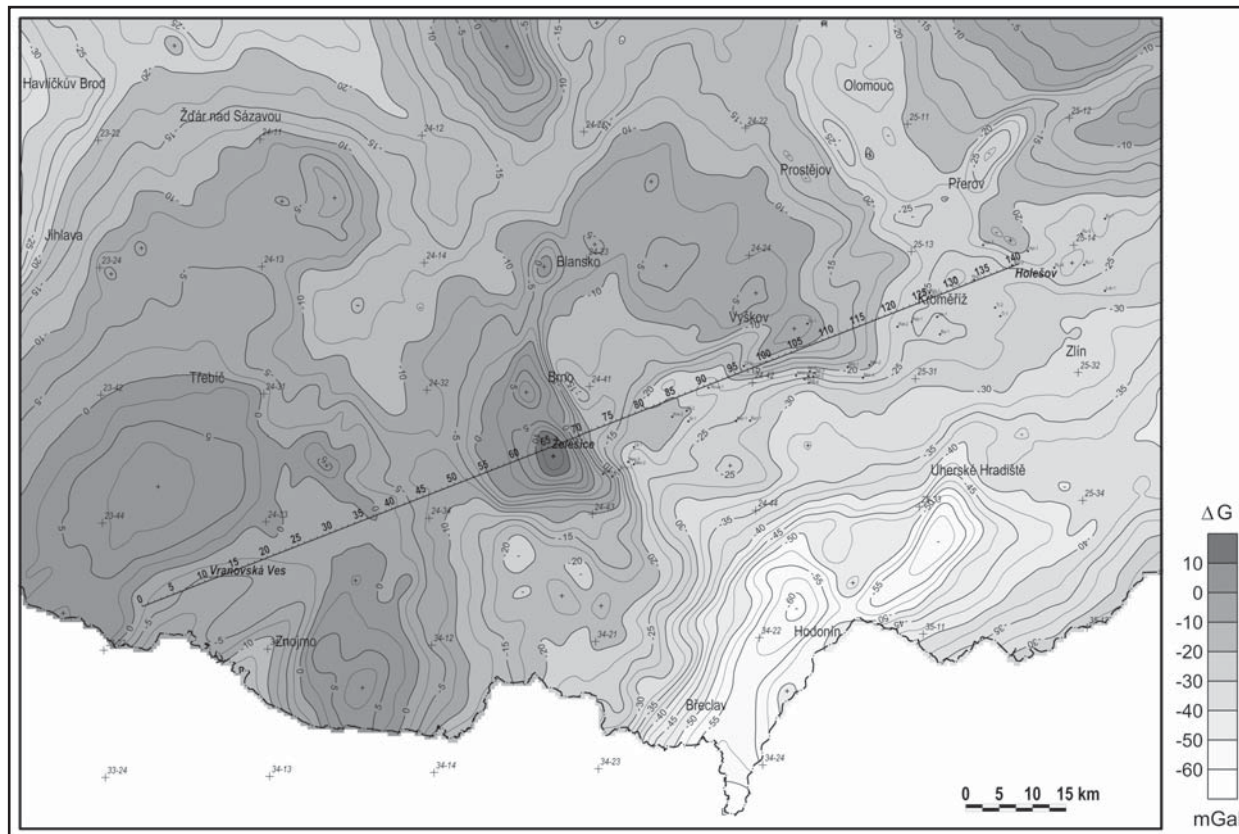
granodioritu (leukotonalitu) typu Jundrov, který je vklíněn do metabazitové zóny (Hanžl et al. 2000). Metabazitová zóna pak pokračuje dále na V pod jednotkami terciéru a moravského paleozoika. Celkový hloubkový dosah metabazitové zóny je na profilu modelován do 4,6 km, což postačuje pro vykompenzování tíhového maxima u Želešic. Východní granitoidní zóna směrem k V buduje podloží karpatské předhlubně a pod ní ležících paleozoických sedimentů. Nejvýchodnější část fundamentu budují metamorfity brunovistulika (Chlupáč – Štorch 1992).

Výplň karpatské předhlubně reprezentují neogenní sedimenty s max. hloubkovým dosahem až 1 km. Při v. okraji profilu je dále řezem zachycen i okraj západokarpatského flyšového pásma o mocnosti 900 m.

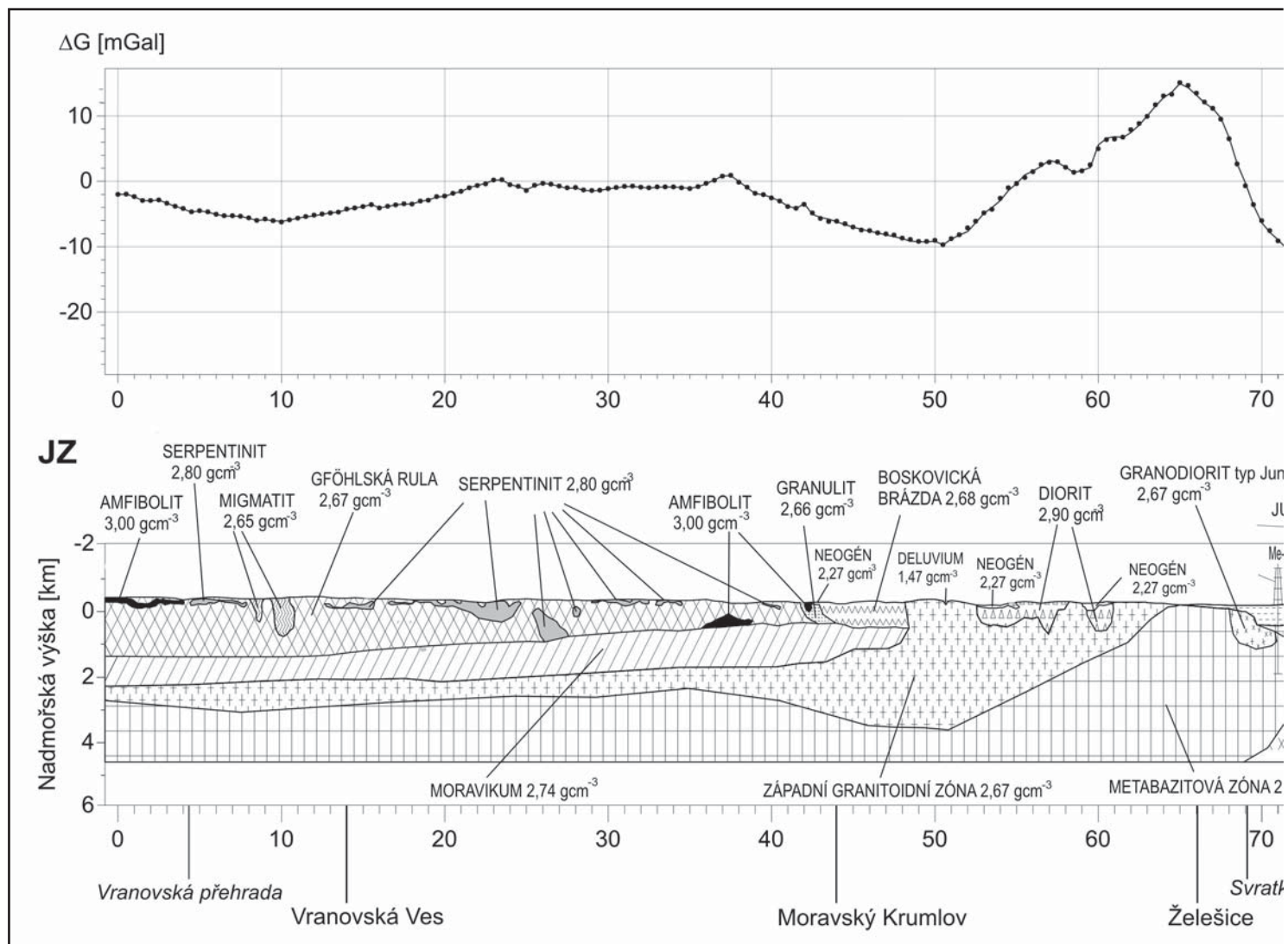
Mezi 72. a 77. km profilu je modelováno těleso jurského vápence. Jedná se o oblast při j. okraji Brna (j. od Švédských valů) s mocností hornin jurského stáří cca 300 m (Franzová 1984). Paleozoické podloží karpatské předhlubně je mocným patrem s nehomogenní litologií. Nejsvrchnější patro je tvořeno kulmskými sedimenty, největší část ale tvoří devonské vápence mocné až 1,5 km. Nejspodnější polohy paleozoika jsou pak budovány bazálními klastiky (Gilíková 2007).

Diskuze a závěr

Gravimetrický řez na profilu Vranovská Ves–Želešice–Holešov představuje syntézu jednotlivých geologických a geofyzikálních znalostí a znázorňuje pravděpodobný 2D model stavby geologických jednotek na styku Českého



Obr. 2: Výřez z gravimetrické mapy oblasti.
Fig. 2: Outcrop from the gravimetric map.



Obr. 3: Horizontální řez v profilu Vranovská Ves–Želešice–Holešov.

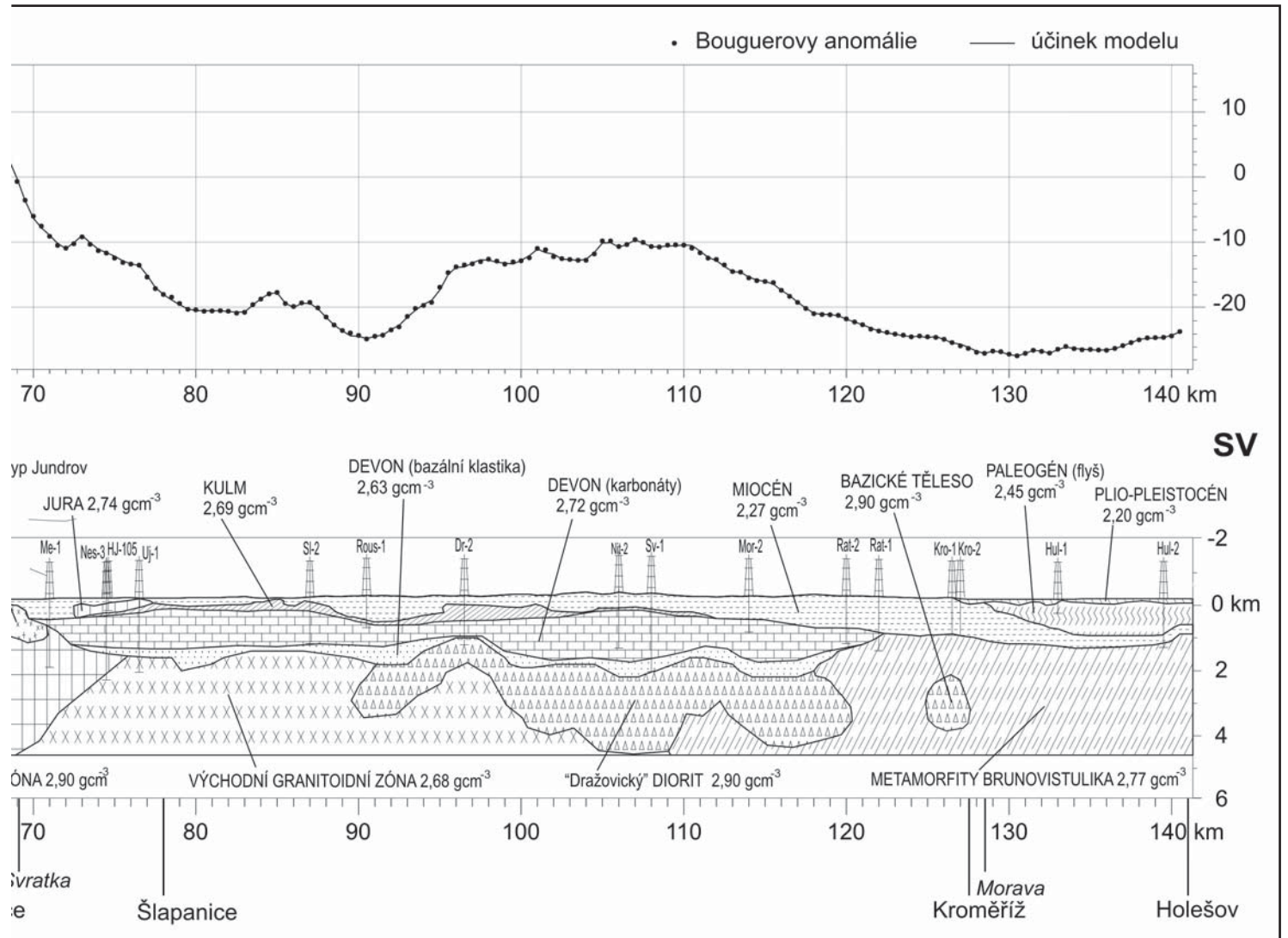
Fig. 3: Gravity cross-section along the profile Vranovská Ves–Želešice–Holešov.

masivu a Západních Karpat na základě gravimetrického modelování. Při geologické interpretaci gravimetrických anomálií zpravidla vycházíme z určitých zjednodušených geologických předpokladů o geometrickém tvaru anomálních těles a jejich hustotách, což nemusí vždy dokonale odpovídat skutečnosti. Řešení obrácené úlohy poskytuje obecně mnohoznačné řešení, které může odpovídat různým kombinacím prostorového rozložení anomálních hmot v zemské kůře (Mareš et al. 1990), které je však sníženo důsledným využitím všech dalších upřesňujících geologických, petrofyzikálních i geofyzikálních údajů.

Západní část řezu (variscidy Českého masivu) je v souladu s tektonickou koncepcí autorů (Suess 1912, Mísař – Jaroš 1976, Schulmann et al. 1991, Franke 2000) o příkrovové stavbě v této oblasti.

Centrální část řezu budují především horniny brunovistulika. V oblasti na S od profilu vystupují z tektonického okna variského morávního příkrovu tišnovské brunidy – analogie brněnského masivu – což podporuje Dudkovy (1980) představy o průběhu krystalinického fundamentu brunovistulika v podloží okolních jednotek na Z i na V.

Kladnou tíhovou anomálii nad oblastí v moldanubika by ovšem mohl vyvolávat i samostatný zdroj, který v hloubce s metabazitovou zónou nemusí souviset. Alternativou by také mohlo být např. mohutné zastoupení bazických vložek uvnitř pestré skupiny moldanubika (jako jsou amfibolity, erlany, skarny a ultramafika).



Literatura

- Čejchanová, B. – Hanák, J. – Ondra, P. (1981): Hustoty hornin českého masívu na území ČSR svazek 2. – Geofyzika n.p., Brno.
- Dudek, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpatians in Moravia: Bruno-vistulicum. – Rozpravy ČSAV, řada mat.-přír. věd, 90, seš. 8.
- Franke, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: Franke, W. – Haak, V. – Oncken, O., Tanner, D. (eds) Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. – Geological Society London Special Publication 179, pp 35–55.
- Franzová, M. (1984): Neogenní sedimenty jz. části karpatské přehlubně, I. Fáze: souhrnná dokumentace jádrového vrtu HJ-105. MS. – ČGÚ, Praha.
- Gilíková, H. (2007): Petrografické složení a sedimentární prostředí klastických sedimentů spodního paleozoika (kambrium–devon). – MS PŘF MU, Brno.
- Hanžl, P. – Melichar, R. – Gregerová, M. (2000) Brněnský masív. – In: Müller, P. – Novák, Z. (eds): Geologie Brna a okolí. – ČGS, 14–17str. Brno.
- Chlupáč, I. – Štorch, P. (eds) (1992): Regionálně geologické dělení Českého masívu na území České republiky. – Časopis pro Mineralogii a Geologii, 37, 4, 257–275.
- Jaroš, J. – Mísař, Z. (1976): Nomenclature of the tectonic and lithostratigraphic units in the Moravian Svratka Dome (Czechoslovakia). – In: Věst. Ústř. Úst. geol., 51, 2, 113–122.
- Malý, L. (1993): Formování sedimentační pánve permokarbonu Boskovické brázdy a vývoj svrchnostefanské sedimentace v rozsicko-oslavanské pánvi. – In: Přichystal, A. et al.: Geologie Moravy a Slezska, 87–99, Brno.
- Mareš, S. – Gruntorád, J. – Hrách, S. – Karous, M. – Marek, F. – Matolín, M. – Skopec, J. (1990): Úvod do užití geofyziky. – STNL, Praha.
- Sedlák, J. – Gnojek, I. – Zabada, S. – Farbisz, J. – Cwojdzinski, S. – Scheibe, R. (2007): Geological interpretation of a gravity low the central part of the Lugian Unit (Czech Republic, Germany and Poland). – In: Journal of Geosciences, vol. 52, NO. 3–4, pp 181–198.
- Schulmann, K. – Ledru, P. – Antran, A. et al. (1991): Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. – In: Geologische Rundschau, 80, pp. 79–92.
- Stránská, M. – Ondra, P. – Husák, L. – Hanák, J. (1986): Hustotní mapa hornin Západních Karpat na území ČSSR. Závěrečná zpráva. – Geofyzika n. p., Brno.
- Suess, F. (1912): Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des hohen Gesenke. – Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl., 88, 541–629. Wien.
- Suk, M. – Ďurica, D. – Obstová, V. – Staňková, E. (1991): Hluboké vrty v Čechách a na Moravě a jejich geologické výsledky. – Gabriel, Praha.

PŘIROZENÁ RADIOAKTIVITA HORNINOVÉHO PROSTŘEDÍ SPELEOTERAPEUTICKÝCH LÉČEBEN V CÍSAŘSKÉ JESKYNĚ A SLOUPSKO-ŠOŠŮVSKÝCH JESKYNÍCH (MORAVSKÝ KRAS, ČESKÁ REPUBLIKA)

Natural radioactivity in the environment of the speleotherapeutic centres in the Císařská Cave and the Sloup-Šošůvka Caves (Moravian Karst, Czech Republic)

Jindřich Štelcl^{1,2}, Jiří Zimák³

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: stelcl@sci.muni.cz

² Katedra biologie PedF MU, Poříčí 7, 603 00 Brno

³ Katedra geologie PŘF UP Olomouc, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(24-23 Protivanov)

Key words: Moravian Karst, natural radioactivity, gamma spectrometry, Devonian limestones, cave sediments

Abstract

The article summarizes results on gamma-spectrometry of rocks (both field and laboratory) in the speleotherapeutic centres in the Císařská Cave and Sloup-Šošůvka Caves (Moravian Karst). Based on the mean value of mass activity equivalent ²²⁶Ra about 125 Bq kg⁻¹, clastic sediments (cave soils and fluvial sediments) were identified as main source of natural radioactivity in both the caves. The concentrations of individual elements were 1.7 wt. % K, 2.2 ppm U, and 11 ppm Th on average.

Úvod

Jedním z předpokládaných léčebných faktorů uplatňujících se při speleoterapii je radioaktivita jeskynního prostředí. Za její hlavní zdroje jsou považovány radon v jeskynní atmosféře a radiogenní izotopy v okolních horninách. Přirozená radioaktivita je jednou ze základních fyzikálních vlastností hornin. Souvisí s přítomností asi třiceti přirozených radionuklidů s poločasem přeměny většinou než 10⁹ roků, které jsou v zemské kůře rozptýleny v různém množství a koncentracích. Vzhledem ke své gama aktivitě patří k nejběžnějším z nich K, U a Th, ostatní radionuklidy se na aktivitě podílejí hodnotami zhruba o 3–17 řádů nižšími. Jejich vliv na životní prostředí je tak zanedbatelný.

Přes řadu detailních poznatků, které máme v současnosti o radioaktivitě hornin zemské kůry k dispozici, jsou údaje týkající se radioaktivity horninového prostředí krasových území v literatuře spíše ojedinělé. Dosavadní výzkumy se ve většině případů orientují převážně na problematiku radonu, zatímco studium radioaktivity samotného horninového prostředí jako jednoho z předpokládaných zdrojů radonu bylo doposud opomíjeno.

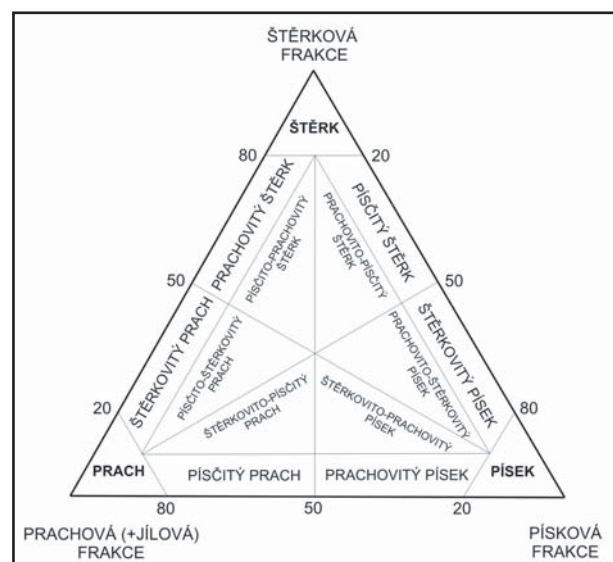
Z výše uvedeného důvodu bylo v letech 2001–2009 uskutečněno podrobné gamaspektrometrické studium horninového prostředí dvou jeskyní v severní části Moravského krasu: Císařské jeskyně a části Sloupsko-šošůvských jeskyní, patřících společně s jeskyní Kůlnou k jednomu z celosvětově významných kulturně-historických a archeologických lokalit. V terénní etapě výzkumu bylo provedeno měření koncentrací K, U a Th ve vápencích, klastických jeskynních sedimentech a sintrech. Získané výsledky byly následně ověřeny laboratorní gamaspektrometrií.

Použité metody

Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U a Th) v horninovém prostředí obou jeskyní byly analy-

zovány terénní gamaspektrometrií (provedeno 798 měření pomocí gamaspektrometru GS-256) a následně ověřovány laboratorní gamaspektrometrií (celkem 87 měření pomocí gamaspektrometru SG-LAB1000 na PŘF UP Olomouc). Z výsledků gamaspektrometrických měření byla stanovena hmotnostní aktivita ekvivalentního množství ²²⁶Ra, vypočtená na základě vztahu:

$$a_m = 12,35U + (1,43 \times 4,06Th) + (0,077 \times 313K),$$



Obr. 1: Diagram prachová (+ jílová) frakce – písková frakce – štěrková frakce použitý ke klasifikačnímu zařazení klastických jeskynních sedimentů z Císařské jeskyně a ze Sloupsko-šošůvských jeskyní (upraveno podle Konty 1969).

Fig. 1: Diagram – silt grains (+clay particles) – sand grains – fragments > 2 mm – used for classification of clastic cave sediments in the Císařská Cave and Sloup-Šošůvka Caves (modified after Konta 1969).

do něhož jsou obsahy K dosazovány v %, obsahy U a Th v ppm (viz např. Lovborg 1984, Štelcl a Zimák 2006). Zrnitostní složení klastických jeskynních sedimentů bylo stanoveno metodou síťování za sucha.

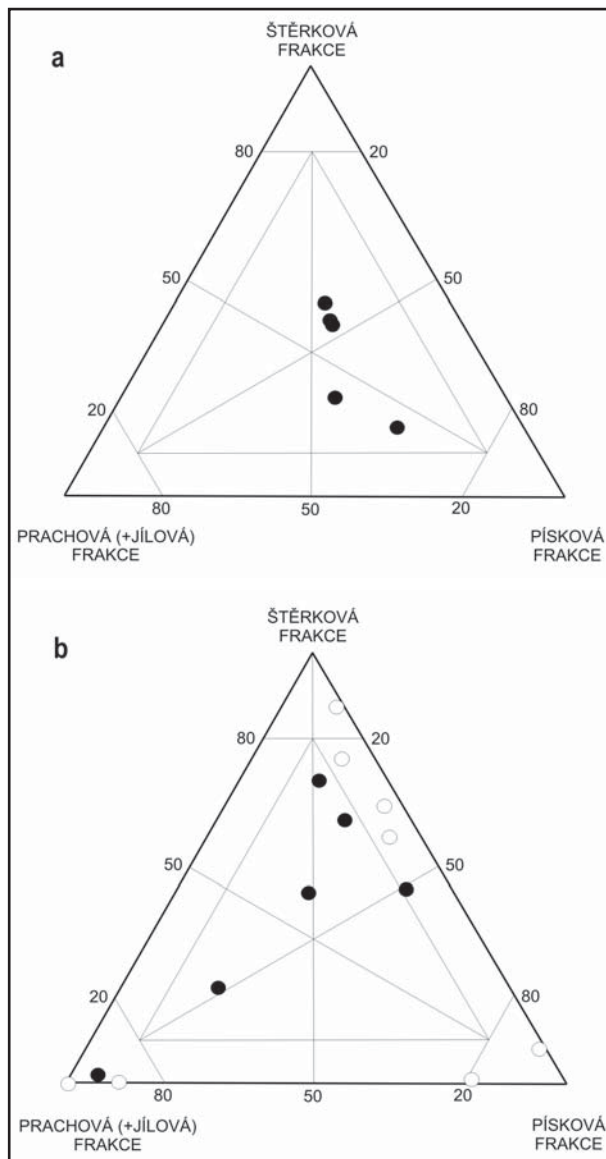
Horninové prostředí jeskyní

Horninové prostředí obou jeskyní tvoří relativně velmi čisté devonské vápence svrchní části macošského souvrství (ukládaly se zhruba před 380 miliony lety na rozhraní středního a svrchního devonu – vilémovické vápence). Mladší jeskynní výplně mají charakter klastických sedimentů různé geneze a speleotémů. V Císařské jeskyni mají klastické sedimenty povahu jeskynních hlín, zpravidla červenohnědé, hnědé či šedohnědé barvy. Všechny studované vzorky jeskynních hlín z Císařské jeskyně svým charakterem odpovídají polystrukturním

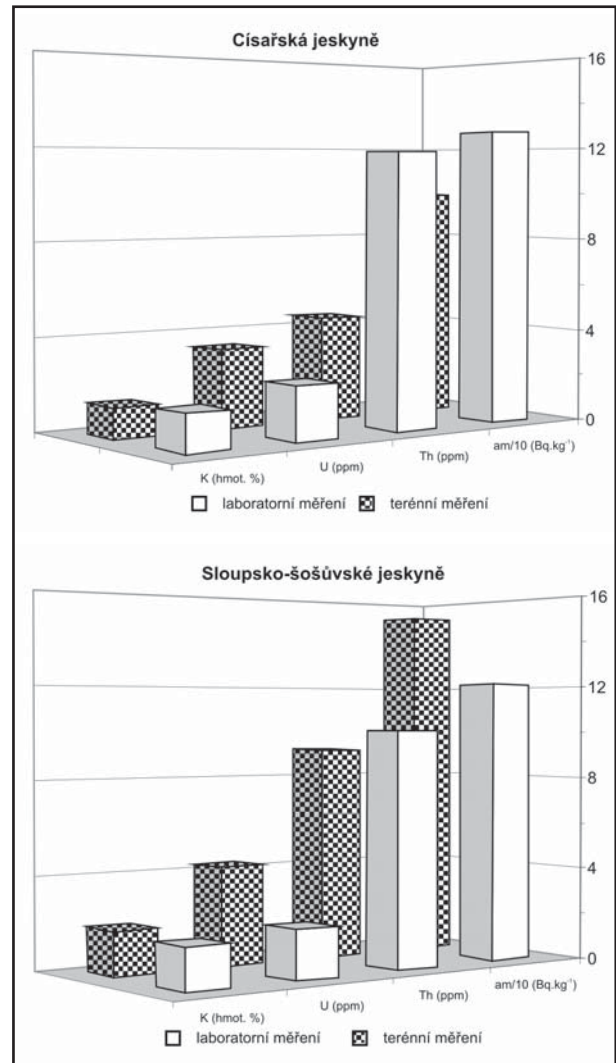
sedimentům (obr. 1) se středním stupněm propustnosti, které byly zrnitostně klasifikovány jako prachovito-písčité šterk nebo šterkovito-prachovitý písek (obr. 2).

V systému Sloupsko-šošůvských jeskyní jsou klastické jeskynní sedimenty zastoupeny jak jeskynními hlínami, tak fluvialními sedimenty. Fluvialní sedimenty jsou nejčastěji šedohnědé, žlutohnědé nebo okrově hnědé, jeskynní hlíny mohou mít i barvu červenohnědou. Fluvialní sedimenty jsou zrnitostně velmi dobře vytříděné. Ve většině případů jde o horniny řady prach-písek a písek-šterk (viz obr. 2).

Karbonátové speleotémy jsou ve Sloupsko-šošůvských jeskyních tvořeny velmi čistým CaCO₃ (99,4–99,6 hmot. %) s malým podílem nekarbonátové složky (0,1–0,4 hmot. %). V sintrech z Císařské jeskyně rovněž dominuje CaCO₃, podíl nekarbonátové složky je však poněkud vyšší (až 2,5 hmot. %). Podrobnější charakteristiku horninového prostředí obou jeskyní uvádí Štelcl a Zimák (2006).



Obr. 2: Zrnitostní složení klastických jeskynních sedimentů: a – Císařská jeskyně, b – Sloupsko-šošůvské jeskyně (světlé kroužky = fluvialní sedimenty, tmavé kroužky = jeskynní hlíny).
 Fig. 2: Grain size of clastic cave sediments: a – the Císařská Cave, b – the Sloup-Šošůvka Caves (open circles = fluvial sediments, full circles = cave soils).



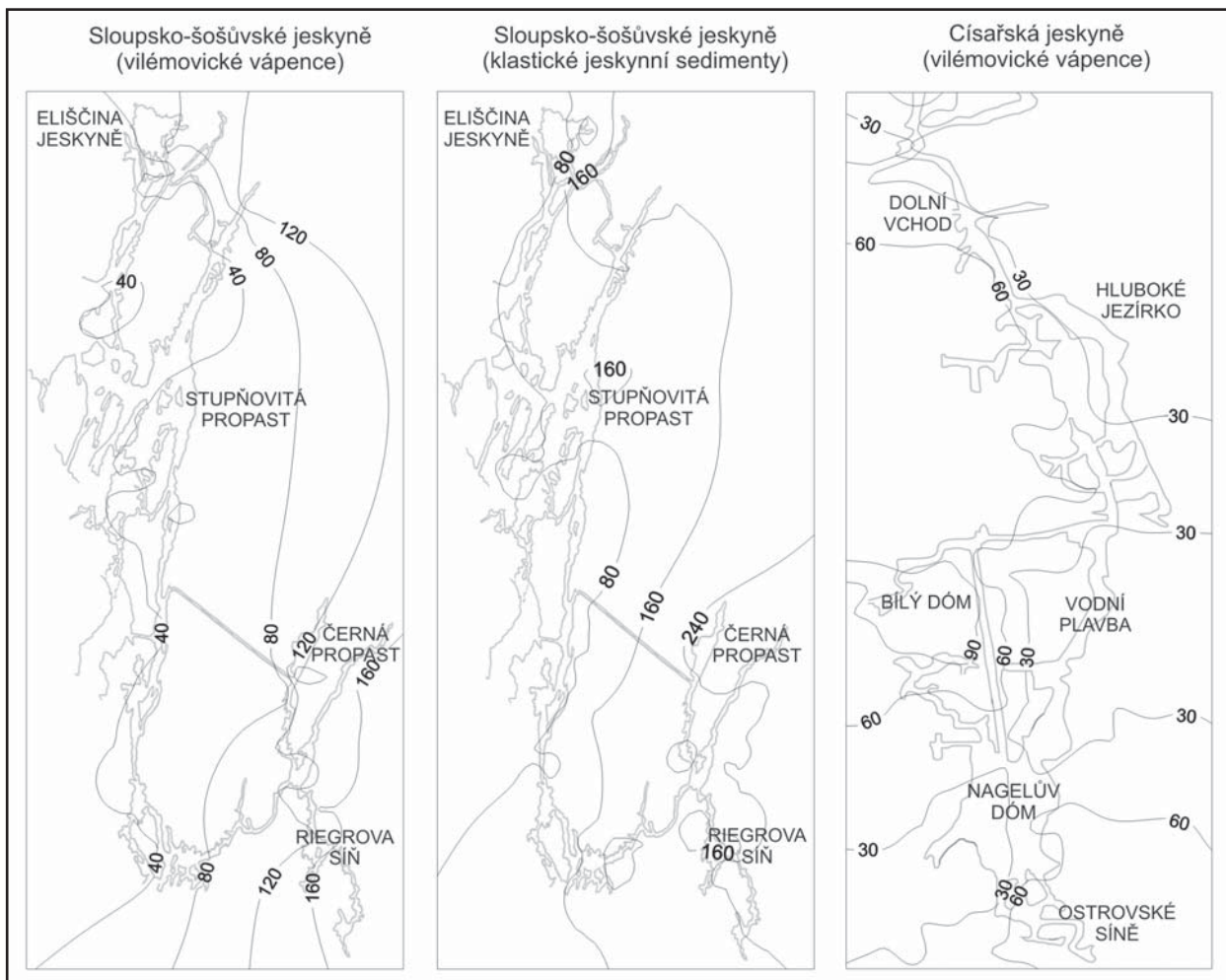
Obr. 3: Srovnání výsledků terénních a laboratorních gama-spektrometrických analýz klastických jeskynních sedimentů z Císařské jeskyně a Sloupsko-šošůvských jeskyní.
 Fig. 3: Comparison of the results on field and laboratory gamma-spectrometry of clastic sediments of the Císařská Cave and the Sloup-Šošůvka Caves.

lokalita / hornina	n	K (hmot. %)		U (ppm)		Th (ppm)		am (Bq.kg ⁻¹)	
		rozpětí	Ø	rozpětí	Ø	rozpětí	Ø	rozpětí	Ø
<i>Sloupsko-šošůvské jeskyně</i>									
vápence	203	0–2,1	0,6	0–10,1	2,4	0–12,2	1,8	5–189	55
sintry	39	0–1,5	0,5	0,6–10,0	3,3	0–6,5	1,6	18–153	62
klastické jesk. sed.	383	0,1–4,4	1,9	0,1–15,8	4,3	0–21,6	9,2	6–345	152
<i>Císařská jeskyně</i>									
vápence	130	0,1–1,3	0,5	0,2–6,2	1,7	0,1–5,0	1,7	7–125	43
sintry	32	0,1–0,9	0,4	0,8–4,2	2,2	0–4,4	1,3	15–88	46
klastické jesk. sed.	13	0,5–3,2	1,3	1,6–10,1	3,4	0,5–12,8	4,5	35–231	99

Tab. 1: Výsledky terénních gamaspektrometrických analýz vápenců, sintrů a klastických jeskynních sedimentů z Císařské jeskyně a Sloupsko-šošůvských jeskyní.
Tab. 1: Results on field gamma-spectrometry of limestones, sintrers and clastic cave sediments of the Císařská Cave and the Sloup-Šošůvka Caves.

lokalita / hornina	n	K (hmot. %)		U (ppm)		Th (ppm)		am (Bq.kg ⁻¹)	
		rozpětí	Ø	rozpětí	Ø	rozpětí	Ø	rozpětí	Ø
<i>Sloupsko-šošůvské jeskyně</i>									
vápence	22	< 0,5		< 1,5		< 1,5			
sintry	11	< 0,5		< 1,5		< 1,5–1,6			
klastické jesk. sed.	25	0,9–2,4	1,8	< 1,5–2,8	2,1	5,1–13,4	10,1	< 66–147	121
<i>Císařská jeskyně</i>									
vápence	12	< 0,5		< 1,5		< 1,5			
sintry	7	< 0,5		< 1,5		< 1,5–1,6			
klastické jesk. sed.	10	1,1–1,9	1,6	< 1,5–3,2	2,3	7,0–14,8	11,8	89–150	127

Tab. 2: Výsledky laboratorních gamaspektrometrických analýz vápenců, sintrů a klastických jeskynních sedimentů z Císařské jeskyně a Sloupsko-šošůvských jeskyní.
Tab. 2: Results on laboratory gamma-spectrometry of limestones, sintrers and clastic cave sediments of the Císařská Cave and the Sloup-Šošůvka Caves.



Obr. 4: Distribuce hodnot hmotnostní aktivity ve vápencích a klastických jeskynních sedimentech v systému Sloupsko-šošůvských jeskyní a v Císařské jeskyni.

Fig. 4: Distribution of the mass activity value of equivalent number of ²²⁶Ra in limestones and clastic cave sediments in the Císařská Cave and the Sloup-Šošůvka Caves (Eliščina jeskyně = Eliška's Cave, Stupňovitá propast = Levelled Abyss, Černá propast = Black Abyss, Riegrova síň = Riegr's Hall, Dolní vchod = Lower Entrance, Hluboké jezírko = Deep Lake, Bílý dóm = White Dome, Vodní plavba = Water Route, Nagelův dóm = Nagel's Dome, Ostrovské síně = Ostrov Halls).

Výsledky studia přirozené radioaktivity

Výsledky všech provedených terénních i laboratorních gamaspektrometrických měření jsou sumarizovány v tab. 1 a 2. Z uvedených dat vyplývá, že přirozená radioaktivita horninového prostředí je v obou speleoterapeutických léčebnách relativně nízká vzhledem ke klarkovým hodnotám sledovaných prvků. V rámci obou studovaných jeskyní vykazují nejvyšší přirozenou radioaktivitu klastické jeskynní sedimenty (jeskynní hlíny i sedimenty fluvialního původu) s průměrnou hmotnostní aktivitou kolem $125 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$. I nejvyšší námi zjištěné obsahy draslíku, uranu i thoria však lze vzhledem k podklarkovým hodnotám považovat za relativně nízké. Laboratorní gamaspektrometrická měření potvrdila, že získané terénní výsledky mohou s dostatečnou správností charakterizovat přirozenou radioaktivitu horninového prostředí obou sledovaných léčeben (obr. 3).

Ve Sloupsko-šošůvských jeskyních byly při terénních měřeních zaznamenány relativně vysoké obsahy uranu (a následně i vyšší hodnoty hmotnostní aktivity) v úsecích s velkými objemy klastických jeskynních sedimentů (uměle vykopaná spojovací chodba ve Sloupské části jeskyní, okolí Stupňovité propasti, Černé propasti a Riegrový síně). V těchto úsecích lze současně předpokládat i zvýšené koncentrace radonu v jeskynní atmosféře, což může ovlivnit výsledky gamaspektrometricky stanoveného uranu směrem k vyšším hodnotám. Tento vliv zvýšených koncentrací radonu ve speleoatmosféře na výsledky terénních

gamaspektrometrických stanovení uranu v jeskyních Moravského krasu již diskutují Štelcl a Zimák (2006). Nově se srovnáváním výsledků terénních gamaspektrometrických měření a laboratorních gamaspektrometrických měření v této oblasti zabývala Krajsová (2010). V případě klastických sedimentů Sloupsko-šošůvských jeskyní lze podle Krajsové (2010) konstatovat dosti dobrou shodu u draslíku a thoria (u obou prvků jsou výsledky terénních měření v průměru nepatrně vyšší než měření laboratorních); v případě uranu jsou však v terénu naměřené hodnoty výrazně vyšší – zatímco průměrný obsah uranu v klastických sedimentech Sloupsko-šošůvských jeskyní je na základě terénních měření 4,3 ppm, laboratorní měření poskytla průměrnou hodnotu jen 2,2 ppm, což je hodnota víceméně klarková. V Císařské jeskyni byly relativně zvýšené hodnoty přirozených radioaktivních prvků zjištěny v Bílém dómu, v prostoru Hlubokého jezírka a Ostrovských síní (obr. 4). Provedený výzkum neprokázal výraznější rozdíly mezi radioaktivitou fluvialních sedimentů a klastických sedimentů speleogenní povahy.

Příspěvek byl vypracován za finanční podpory výzkumného záměru MSM0021622427 „Interdisciplinární centrum výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku. Archeologický terénní a teoretický výzkum, využití přírodních věd, metodologie a informatika, ochrana kulturního dědictví“.

Literatura

- Konta, J. (1969): Quantitative analytical petrological classification of sedimentary rocks. – Acta Univ. Carol., Geol. 3, 175–253. Praha.
- Krajsová, L. (2010): Složení fluvialních sedimentů Moravského krasu. – MS, diplomová práce, PřF UP Olomouc.
- Lovborg, L. (1984): The calibration of portable and airborne gamma-ray spectrometers – theory, problems, and facilities. – Risø National Lab. Rep., M-2456, Risø, Denmark.
- Štelcl, J. – Zimák, J. (2006): Přirozená radioaktivita horninového prostředí v jeskyních Moravského krasu. 1–127, Vydavatelství UP. Olomouc.

PŘIROZENÁ RADIOAKTIVITA GRANITOIDŮ A METAGRANITOIDŮ BRUNOVISTULICKÉHO TERÁNU NA ÚZEMÍ ČESKÉ REPUBLIKY

Natural radioactivity of granitoids and metagranitoids of the Brunovistulian terrane on the territory of the Czech Republic

Jiří Zimák

Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(14-24 Bělá pod Pradědem, 14-42 Rýmařov, 14-44 Šternberk, 15-13 Vrbno pod Pradědem, 24-14 Boskovice, 24-22 Olomouc, 24-24 Prostějov, 24-32 Brno, 24-33 Moravský Krumlov, 24-34 Ivančice, 24-41 Vyškov, 25-13 Přerov, 33-22 Vranov nad Dyjí, 33-24 Hnanice, 34-11 Znojmo, 34-12 Pohořelice, 34-13 Dyjčovice)

Key words: Brunovistulian terrane, granitoids, gamma-spectrometry, natural radioactive elements

Abstract

Contents of potassium, uranium and thorium were measured, using a laboratory gamma-ray spectrometer, in 712 samples of granitoids and metagranitoids as well as accompanied dioritoids, aplites and pegmatites from the Czech part of the Brunovistulian terrane. Most of the studied rocks belong to the Dyje-Ivančice Massif, Slavkov Massif and Desná Unit. All studied granitoids, metagranitoids and blastomylonites show a low natural radioactivity. Granitoids from the southern part of the Brunovistulian terrane (Dyje-Ivančice Massif) have considerably higher natural radioactivity than those found in more northern parts of the Brunovistulian terrane (Slavkov Massif, Svratka Massif, small granitoid bodies in the surroundings of Olomouc, and Desná Unit).

Úvod

Brunovistulické granitoidy a horniny vzniklé jejich tektonickým a metamorfním přepracováním vystupují v tektonických oknech nebo polooknech na území České republiky jako dyjsko-ivančický masiv, slavkovský masiv a svratecký masiv, jsou součástí desenského krystalinika a vystupují i v podobě malých ostrůvků v Hornomoravském úvalu (viz např. Cháb et al. 2008, Kalvoda et al. 2008). Z výsledků letecké, terénní a laboratorní gamaspektrometrie je zřejmé, že granitoidy brunovistulika mají jen relativně nízkou přirozenou radioaktivitu (Matolín 1970, Štelcl – Weiss et al. 1986, Manová a Matolín 1995, Přichystal et al. 2002, Zimák a Husáková 2005). Podrobné zhodnocení přirozené radioaktivity těchto hornin na základě výsledků laboratorní gamaspektrometrie je náplní tohoto článku.

Vzorky a metody

Na území České republiky byl proveden odběr celkem 721 horninových vzorků, které reprezentují granitoidní horniny a je provázející dioritoidy, aplity a pegmatity brunovistulického teránu. Determinace hornin byla prováděna pouze makroskopicky a proto jsou při jejich označování užívány pouze skupinové názvy. Nutno poznamenat, že přinejmenším v případě granitoidů slavkovského masivu je makroskopické rozlišení hornin v řadě granit – granodiorit – tonalit velmi problematické vzhledem k místy růžovému i červenému zbarvení plagioklasů (prokazatelně jsou zde přítomny tonality až diority, jejichž živce jsou zbarveny červeně).

Označování jednotlivých typů granitoidů v prostoru ivančického části dyjsko-ivančického masivu a slavkovského masivu (ve smyslu Chába et al. 2008) odpovídá mapě Hanžla et al. (1999), v případě území mimo rámeček této mapy je v souladu s geologickými mapami v měřítku 1 : 50 000 vydávanými ČGÚ v letech 1998–1994. Dyjská část dyjsko-

ivančického masivu je rozdělena na dva úseky: západní úsek (z. od Znojma, včetně území města) a úsek východní.

Desenské krystalinikum je v této práci děleno na tři úseky: jižní (j. od klepáčovského zlomu), střední (mezi klepáčovským zlomem a zlomem bělským) a severní (s. od bělského zlomu). Podle stupně deformace a metamorfního přepracování jsou studované horniny desenského krystalinika označovány jako metagranitoidy (původní stavba horniny je i makroskopicky ještě dobře patrná) nebo blastomylonity, příp. mylonity (v typických případech jde o páskované až plástevnaté blastomylonity s makroskopicky nápadnými porfyroklasty živců). V desenském krystaliniku je obtížné, ne-li nemožné, rozlišit metatonalitu od metamorfovaných křemenných dioritů (a platí to samozřejmě i pro blastomylonity a mylonity), a proto je možné, že mezi metagranitoidy byly zařazeny i metadioritoidy. V j. úseku desenského krystalinika vystupuje tzv. libinský granit (u Dolní Libiny a Šumvaldu), jehož stáří je nejasné (kadomské nebo spíše variské?). V okolí Oskavy a Bedřichova se kromě kadomských granitů místy vyskytují i granity, které jsou nedeformované, a které by snad bylo možno považovat za variské.

V horninových vzorcích byly na PřF UP v Olomouci za použití spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm³ (průměr 76 mm, délka 76 mm) stanoveny obsahy draslíku (přímo na základě koncentrace ⁴⁰K) 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). Hmotnost analyzovaných vzorků se pohybovala kolem 450 g, délka měření 1800 s. Přirozená radioaktivita hornin je hodnocena i na základě hmotnostní aktivity ekvivalentu ²²⁶Ra (a_m), která byla z výsledků gamaspektrometrických analýz vypočtena podle vztahu $a_m = 12,35U + (1,43 \cdot 4,06Th) + (0,077 \cdot 313K)$, do něhož jsou obsahy U a Th dosazovány

geol. jednotka / hornina	n	K (hmot. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				am (Bq·kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>dyjská část dyjsko-ivančického masivu - západní úsek (n = 75):</i>																	
granitoidy	51	1,9	5,2	3,3	3,4	<1,5	8,4	<1,5	2	<1,5	15,7	6,5	6,7	87	226	139	144
aplity	14	2,3	4,6	3,8	3,9	<1,5	5,7	2	2,8	2	17,6	7,5	8	107	266	162	174
pegmatity	10	1,9	8,1	3,9	4,8	<1,5	1,8	<1,5	<1,5	<1,5	4,1	<1,5	1,7	64	217	117	138
<i>dyjská část dyjsko-ivančického masivu - východní úsek (n = 57):</i>																	
tasovický granodiorit	24	1,9	4,2	3,1	3,1	<1,5	3,4	<1,5	<1,5	5,2	18,9	8,3	9,5	96	231	137	147
ostatní granitoidy	9	1,9	3,1	2,4	2,5	<1,5	1,5	<1,5	<1,5	2,4	11,7	5,2	5,6	80	154	100	105
dioritoidy	16	0,8	2,2	1,6	1,5	<1,5	2,8	<1,5	<1,5	<1,5	13,3	6,6	6,5	43	143	88	90
aplity	6	2,3	4,1	3,4	3,3	<1,5	3,5	2,1	2,2	12,5	39	16,1	19,4	148	356	201	218
pegmatity	2	2,5	3,1	2,8	2,8	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	3,8	4,2	4	4,2	95	111	103	103
<i>ivančická část dyjsko-ivančického masivu (n = 108):</i>																	
granitoidy	83	1,2	4,9	2,8	2,8	<1,5	3,6	<1,5	<1,5	2,3	41,2	10,5	11,1	67	344	147	150
dioritoidy	15	0,6	3,4	1,4	1,4	<1,5	2	<1,5	<1,5	<1,5	21,6	4,3	5,5	48	184	67	80
aplity	4	2,1	4,3	3,3	3,3	<1,5	6	1,7	2,6	9,6	21,2	18,7	17,1	175	240	210	209
pegmatity	6	2,5	6,8	4,4	4,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	2,4	24,2	3,7	6,8	91	213	169	159
<i>slavkovský masiv (n = 119):</i>																	
granitoidy	86	0,5	3,8	1,7	1,8	<1,5	3,1	<1,5	<1,5	<1,5	12,2	3,7	3,8	35	165	79	79
dioritoidy	26	<0,5	1,6	1,1	1	<1,5	1,7	<1,5	<1,5	<1,5	6,2	2,7	2,9	30	78	55	54
aplity	3	2,9	3,3	3	3,1	<1,5	3,6	3,5	2,7	2,4	16,5	14,3	11,1	99	210	206	172
pegmatity	4	2,1	5	3	3,3	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	3,6	11,4	5	6,3	94	154	131	128
<i>svratecký masiv (n = 16):</i>																	
granitoidy	12	1,6	3,2	2,7	2,5	<1,5	2,3	<1,5	<1,5	3,2	9,5	5,7	6,2	74	160	112	112
aplity+pegmatity	4	2	3,9	2,1	2,5	<1,5	2,8	2,5	2,2	4,4	20,2	13,6	13	132	198	160	163
<i>krystalinikum Hornomoravského úvalu (n = 46):</i>																	
granitoidy - Krčmaň	8	1,4	4,1	2,2	2,3	<1,5	2,7	<1,5	<1,5	<1,5	3,2	1,6	1,7	58	117	79	82
ostatní granitoidy	15	2,2	4,5	3,7	3,6	<1,5	3,6	2	2,2	4,8	14,5	10,3	10,1	126	212	174	171
pegmatity	9	1,3	8,3	6,3	5,3	<1,5	2	<1,5	<1,5	<1,5	2,7	<1,5	<1,5	49	218	170	148
mylonity	14	0,9	2,8	2	2,1	<1,5	2,2	<1,5	<1,5	6,1	11,2	8,1	8	84	140	109	112
<i>desenské krystalinikum - jižní část (n = 112):</i>																	
metagranitoidy +granitoidy	57	0,6	4,7	2,5	2,5	<1,5	4,1	1,6	1,8	<1,5	26,9	12,4	12,1	42	221	156	152
metadioritoidy	15	<1,5	1,6	0,9	0,9	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	26	57	37	39
blastomylonity +mylonity	25	0,7	3,5	1,8	1,9	<1,5	2,7	<1,5	<1,5	<1,5	14	7,1	7,2	37	142	103	104
metapegmatity	3	1,3	1,9	1,5	1,6	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	1,9	<1,5	<1,5	49	69	54	58
libinský granit	12	1,7	3,6	2,7	2,7	<1,5	5	2,9	2,8	4,9	20,5	12,3	12,6	82	251	178	173
<i>desenské krystalinikum - centrální část (n = 57):</i>																	
metagranitoidy	24	0,5	1,8	1,2	1,2	<1,5	2,7	<1,5	<1,5	<1,5	14,9	5,5	5,7	36	151	72	80
blastomylonity +mylonity	29	<0,5	3,8	1,5	1,6	<1,5	4,8	<1,5	<1,5	<1,5	21,2	6	6,4	26	205	91	93
metapegmatity	4	0,7	1,6	1	1,1	<1,5	1,9	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	35	57	46	46
<i>desenské krystalinikum - severní část (n = 142):</i>																	
metagranitoidy	60	0,8	3,3	1,7	1,8	<1,5	5,2	<1,5	1,6	<1,5	16,4	5,1	5,7	40	158	98	96
blastomylonity +mylonity	75	0,9	5,1	2	2,1	<1,5	3,4	<1,5	1,4	<1,5	17,9	6,3	6,6	47	214	102	105
metapegmatity	7	0,8	4,3	1,2	1,7	<1,5	1,8	<1,5	<1,5	<1,5	4	<1,5	2	37	122	52	67

Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, eU, eTh) v horninách a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m).

Tab. 1: Natural radioactive element (K, eU, eTh) contents in rocks and calculated mass activity (a_m).

v ppm, obsahy K v hmot. %. Meze detekce pro jednotlivé prvky: K = 0,5 hmot. %, U a Th pod 1,5 ppm. Při výpočtu hodnot am a při statistickém zpracování dat byly obsahy K pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 0,33 hmot. %, obdobně v případě eU a eTh hodnotou 1 ppm.

Výsledky

Výsledky provedených gamaspektrometrických měření jsou sumarizovány v tab. 1 a 2. Ze získaných dat plynou tyto závěry:

1. Granitoidní horniny brunovistulického teránu mají relativně velmi nízkou radioaktivitu. Jejich průměrná hmotnostní aktivita v žádném ze sledovaných úseků nedosahuje ani hodnoty pro průměrnou zemskou kůru (kolem 180 Bq.kg⁻¹).

2. Granitoidy brunovistulického teránu lze na základě přirozené radioaktivity rozdělit do dvou skupin: a) granitoidy dyjsko-ivančického masivu (dále jen DIM), pro něž je charakteristická průměrná hodnota kolem 150 Bq.kg⁻¹ (v rámci granitoidů brunovistulického teránu jde o radioaktivitu vysokou), b) granitoidy zbývajících částí

masiv / typ granitoidu	n	K (hmot. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				am (Bq·kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>ivančická část dyjsko-ivančického masivu (n = 83):</i>																	
typ Olbramovice	6	2,1	2,8	2,5	2,5	<1,5	3,5	2,9	2,4	5,6	7,8	6,8	6,8	116	143	129	129
typ Krumlovského lesa	6	1,7	2,9	2,3	2,4	<1,5	3,6	<1,5	1,7	2,4	11,2	7,6	7,4	67	161	116	120
typ Tetčice	34	1,6	4,9	3	3,1	<1,5	3,4	<1,5	<1,5	6,8	41,2	13	15,2	127	344	167	180
typ Réna	16	2,3	3,4	2,7	2,7	<1,5	2,3	<1,5	<1,5	4,7	16,1	9,1	9,3	101	178	128	134
typ Veverská Bitýška	17	1,2	3,6	2,5	2,5	<1,5	2,4	<1,5	<1,5	2,3	17,5	5,4	7,9	76	211	109	123
typ Černá Hora	4	3,1	3,7	3,4	3,4	<1,5	2,9	<1,5	1,5	5,9	13,3	9	9,3	136	168	156	154
<i>slavkovský masiv (n = 86):</i>																	
typ Královo Pole	21	0,8	3,8	1,7	1,7	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	2,5	7,5	4,3	4,3	54	147	79	78
typ Blansko	60	0,5	3,8	1,7	1,8	<1,5	3,1	<1,5	<1,5	<1,5	12,2	3,4	3,6	35	165	79	78
typ Doubravice	5	1,8	2,5	2,1	2,2	<1,5	2,2	<1,5	<1,5	3,2	6,1	4,6	4,6	79	120	93	95

Tab. 2: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, eU, eTh) v granitoidech ivančické části dyjsko-ivančického masivu a slavkovského masivu a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m).

Tab. 2: Natural radioactive element (K, eU, eTh) contents in granitoids of the Ivančice part of the Dyje-Ivančice Massif and Slavkov Massif, and calculated mass activity (a_m).

brunovistulického teránu, které mají průměrné hodnoty hmotnostní aktivity obvykle pod 100 Bq·kg⁻¹ (výjimkou jsou granitoidy Hornomoravského úvalu). Tato skutečnost souvisí s vyšším obsahem K a Th v granitoidech nejjihnější části brunovistulického teránu (a též s výraznou převahou granitů nad granodiority a tonality v tomto území).

3. Granitoidy tzv. brněnského masivu tedy z hlediska přirozené radioaktivity náleží ke dvěma rozdílným typům: a) granitoidy jeho z. části (nyní označované jako ivančická část DIM) s relativně vysokou radioaktivitou (průměr 150 Bq·kg⁻¹), podobající se radioaktivitou granitoidům z. úseku dyjské části DIM a tasovickému granodioritu ve v. úseku DIM, b) granitoidy slavkovského masivu s výrazně nižší radioaktivitou (průměr 79 Bq·kg⁻¹), které se tímto podobají granitoidům v s. části brunovistulického teránu. Získané poznatky o přirozené radioaktivitě granitoidů tedy dokládají existenci rozdílů mezi granitoidy dyjského teránu a teránu slavkovského ve smyslu Kalvody et al. (2008) a podporují tak koncepci citovaných autorů. Obsahy přirozených radioaktivních prvků v jednotlivých typech granitoidů tzv. brněnského masivu jsou zřejmé z tab. 2. V ivančické části DIM se od ostatních granitoidů poněkud odlišují biotitické granodiority typu Tetčice, a to relativně vysokými obsahy thoria (viz níže).

4. Na existenci granitoidů typu Tetčice s vysokými obsahy thoria upozorňuje Sedláková a Leichmann (2009). V citované práci jsou tyto thoriem bohaté horniny (až 56,4 ppm eTh) popisovány jako červené granity vyskytující se v úzkém pruhu lemujícím tzv. metabazitovou zónu. Citovaní autoři tyto thoriem bohaté granity zjistili v úseku Bosonohy – Ořečov; z jimi uváděných dat je zřejmé, že se v tomto území vyskytují i šedě zbarvené granity s rovněž vysokými obsahy thoria. Zjištěné výskyty granitoidů s relativně vysokými obsahy Th (nad 15 ppm eTh) vytvářejí zónu Ivančice – Hlína – Prštice – Ořečov – Nebovidy – Ostopovice a dále se granitoidy s vysokým obsahem Th objevují nad pravým břehem Brněnské přehrady a u Moravských Knínic (na Čebínském kopci). Převážně jde o horniny růžově nebo červeně zbarvené. V této zóně se však vyskytují i růžové nebo červené granitoidy s relativně nízkými (klarkovými a podklarkovými) obsahy Th. Uve-

dené zbarvení tedy neindikuje zvýšený obsah Th. Výše zmíněná zóna thoriem bohatých granitoidů provázených i thoriem bohatými aplity a také diority s relativně vysokým obsahem Th probíhá třemi v tomto prostoru vystupujícími typy granitoidů (typ Réna, Tetčice a Veverská Bitýška).

5. V z. úseku dyjské části DIM byly v pruhu Mašovice – Hradiště – Znojmo zjištěny granity se zvýšenými obsahy uranu (2,3 až 8,4 ppm eU) – viz Zimák a Jůzková (2011, v tomto čísle).

6. Granitoidy vystupující v Hornomoravském úvalu v prostoru mezi Olomoucí a Prostějovem vykazují v rámci brunovistulického teránu relativně vysokou radioaktivitu srovnatelnou s radioaktivitou granitoidů ivančické části DIM. Výjimkou v rámci Hornomoravského úvalu jsou granity z okolí Krčmaně, jejichž přirozená radioaktivita je nižší, a to zejména vlivem nižších obsahů thoria (granity od Krčmaně mají charakter pegmatoidních granitů).

7. Pokud jsou granitoidy provázeny dioritoidy, je přirozená radioaktivita těchto dioritoidů nižší než radioaktivita granitoidů.

8. Relativně zvýšené hodnoty přirozené radioaktivity vykazují aplity, a to zejména díky zvýšeným obsahům thoria i uranu.

9. Metagranitoidy a blastomylonity severní a střední části desenského krystalinika (tj. severně od klepáčovského zlomu) vykazují nízkou radioaktivitu. Je podstatné, že zde z hlediska radioaktivity neexistují výraznější rozdíly mezi metagranitoidy a od nich odvozenými blastomylonity a mylonity. V jižní části desenského krystalinika (tj. jižně od klepáčovského zlomu) je situace odlišná. Radioaktivita blastomylonitů a mylonitů (průměr 104 Bq·kg⁻¹) je zde obdobná jako v severní a střední části desenského krystalinika, avšak radioaktivita metagranitoidů a granitoidů je zde výrazně vyšší (průměr 152 Bq·kg⁻¹, bez „libinského granitu“). Již výše bylo zmíněno, že v prostoru Oskavy a Bedřichova jsou přítomny granity a metagranity s různým stupněm deformace a že je možné, že zde vystupují jak granitoidy kadomské, tak i variské, které v této oblasti silezika vykazují relativně vysokou přirozenou radioaktivitu (dosud nepublikovaná data autora), obdobně jako libinský granit.

Literatura

- Hanžl, P. – Krejčí, Z. – Vít, J. – Otava, J. – Novák, Z. – Stráník, Z. (1999): Geologická mapa Brna a okolí 1 : 50 000. ČGÚ Praha.
- 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. – Vydavatelství České geologické služby, Praha.
- Kalvoda, J. – Babek, O. – Fatka, O. – Leichmann, J. – Melichar, R. – Nehyba, S. – Spacek, P. (2008): Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. – *Int. J. Earth Sci.*, 97, 3, 497–517. Springer-Verlag.
- Manová, M. – Matolín, M. (1995): Radiometrická mapa České republiky 1 : 500 000. ČGÚ Praha.
- Matolín, M. (1970): Radioaktivita hornin Českého masivu. *Knih. Ústř. úst. geol.*, 41. Praha.
- Přichystal, A. – Gnojek, I. – Bednaříková, S. (2002): Výsledky gama-spektrometrického studia krystalinika Hornomoravského úvalu. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* v r. 2001, 75–78. Brno.
- Sedláková, I. – Leichmann, J. (2009): Thoriem bohaté granity západní části brněnského masivu. – *Geol. výzk. Mor.Slez.*, XVI, 118–120. Brno.
- Štelcl, J. – Weiss, J. et al. (1986): Brněnský masív. UJEP Brno.
- Zimák, J. – Jůzková V. (2011, v tomto čísle): Přirozená radioaktivita magmatických a metamorfovaných hornin Národního parku Podyjí. – *Geol. výzk. Mor.Slez.*, XVIII, Brno.
- Zimák, J.– Husáková, T. (2005): Přirozená radioaktivita paleozoických a proterozoických hornin severovýchodní části Českého masivu v profilové linii mezi Vidnavou a Ostravou-Porubou. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* v r. 2004, 76–80. Brno.

AKTIVITA RADIOCESIA A PŘIROZENÝCH RADIOAKTIVNÍCH PRVKŮ V SEDIMENTECH PLUMLOVSKÉ PŘEHRADY A PŘIROZENÁ RADIOAKTIVITA HORNIN SNOSNÉ OBLASTI

Activity of radiocaesium and natural radioactive elements in sediments of the Plumlov Dam and natural radioactivity of rocks in the source area

Jiří Zimák, Libuše Ďurdřová

Katedra geologie PŘF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(24-23 Protivanov, 24-24 Prostějov)

Key words: Moravian-Silesian Culm, dam sediments, gamma-spectrometry, natural radioactive elements, radiocaesium

Abstract

The concentrations of natural radioactive elements (K, U, Th) and activity of radiocaesium were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in 87 samples of sediments from the Plumlov Dam. Potassium, uranium and thorium contents in the studied dam sediments are relatively low and correspond to that in siliciclastic sediments of the Protivanov, Rozstání and Myslejovice Fms. (graywackes, siltstones, silty shales, clay shales, conglomerates) in the southern part of the Moravian-Silesian Culm. The calculated natural mass activity of the dam sediment is from 117 to 189 Bq.kg⁻¹, in average 144 Bq.kg⁻¹. Activity of radiocaesium in the dam sediments is very low and reaches only 15 Bq.kg⁻¹ at maximum. Those sediments do not represent any risk from the point of view of radioactivity. In the present times the Plumlov Dam is let out, dam sediments are excavated and redeposited on nearby fields.

Úvod

Plumlovská přehrada na říčce Hloučela je jednou z nejstarších přehrad na území ČR. Poprvé byla napuštěna v r. 1933. Hlavním smyslem této stavby bylo snížení povodňových průtoků a zajištění minimálního nadlepšeného průtoku Hloučely. Využitelnost přehrady pro rekreační účely byla v posledních cca 10 letech značně omezena pro špatnou kvalitu vody (přemnožení sinic). Realizace projektu na úplné vyčištění přehrady začala jejím vypouštěním v září 2009, v prosinci 2010 bylo zahájeno odtěžování přehradních sedimentů a jejich deponování na pole mezi Plumlovem a Ohrozimí. Celkem by mělo být odtěženo a přemístěno více než 200 tisíc m³ sedimentů.

Ve snosné oblasti zcela dominují spodnokarbonské sedimenty všech tří souvrství vystupujících na Dražanské vrchovině: protivanovské souvrství (droby s lokálními polohami siltovců, siltových a jílových břidlic a jemnozrnných drob), rozstánské souvrství (převažují břidlice a siltovce přecházející do jemnozrnných drob, méně hojné jsou droby a konglomeráty) a myslejovické souvrství (převažují břidlice a siltovce, méně hojné jsou droby a slepence). Součástí sedimentů přehradní nádrže je zcela jistě i materiál pocházející ze spraší či sprašových hlín, které jsou však rozšířeny pouze v nejnáchodnější části snosné oblasti, tedy bezprostředně v okolí Plumlovské přehrady.

Vzorky a metody

V roce 2010 bylo na dně Plumlovské přehrady nad bývalou hrází Zlechovského rybníka odebráno 42 vzorků přehradních sedimentů, a to přímo z povrchu nebo z mělčích jamek (hloubka cca 20–25 cm). V lednu 2011 byl proveden odběr dalších 45 vzorků ze stěn odvodňovacích kanálů, vyhloubených v přehradních sedimentech nad již zmíněnou hrází – takto byl získán materiál ze tří profilů, zasahujících až do hloubky 2,9 m (vzdálenost mezi profily

je cca 50 m, vzdálenost mezi vzorky na profilu je 15–20 cm). Celkem tedy bylo k dispozici 87 vzorků, které převážně zrnitostně odpovídají lutitům (39 % vzorků) a arenitům (58 %). Ve vzorcích byl na PŘF UP v Olomouci laboratorně stanoven obsah přirozených radioaktivních prvků (K, U a Th) a také ¹³⁷Cs za použití spektrometru SG1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm³ (průměr 76 mm, délka 76 mm). Obsah draslíku byl stanoven přímo na základě koncentrace ⁴⁰K. Obsahy uranu a thoria byly stanoveny nepřímou na základě koncentrací dceřiných produktů, a proto jsou při uvádění výsledků analýz tyto obsahy označovány jako eU a eTh. Obsah ¹³⁷Cs byl stanoven přímo a je vyjádřen jeho hmotnostní aktivitou (v Bq.kg⁻¹).

Přirozená radioaktivita studovaných vzorků je vyjadřována hmotnostní aktivitou ekvivalentu ²²⁶Ra (a_m), vypočtenou podle vztahu $a_m = 12,35U + (1,43,4,06Th) + (0,077,313K)$, do kterého jsou obsahy U a Th dosazovány v ppm, obsahy K v hmot. %.

Pro srovnání byla studována i přirozená radioaktivita spodnokarbonských sedimentů, odebraných ve snosné oblasti. Protože se nepodařilo ze snosné oblasti získat vzorky spraší, byly ke studiu přirozené radioaktivity těchto hornin použity vzorky z odkrytých v blízkém okolí Prostějova (výsledky studia přirozené radioaktivity spraší v oblasti Hornomoravského úvalu ukazují, že mezi jednotlivými lokalitami existují jen malé rozdíly).

Výsledky a závěry

Na základě provedených gamaspektrometrických měření lze formulovat tyto závěry:

1) Aktivita ¹³⁷Cs je v 71 % vzorků sedimentů z Plumlovské přehrady pod 4 Bq.kg⁻¹ (mez stanovitelnosti použitou metodou). Ve zbývajících vzorcích přehradních sedimentů byly stanoveny aktivity ¹³⁷Cs v rozpětí

geol. jednotka / hornina	n	K (hmot. %)			eU (ppm)			eTh (ppm)			a _m (Bq.kg ⁻¹)		
		min.	max.	x	min.	max.	x	min.	max.	x	min.	max.	x
přehradní sedimenty	87	1,3	2,3	1,8	2,1	4,3	2,9	7,6	15,9	11,0	117	189	144
PrS – aleurity + pelity	3	1,8	2,7	2,3	2,4	4,4	3,4	7,6	14,1	10,8	117	188	161
PrS – droby	24	1,2	2,6	1,8	1,5	4,0	2,6	6,0	12,4	8,8	82	158	127
RoS – aleurity + pelity	12	1,9	3,0	2,4	2,2	9,7	4,0	7,5	16,5	11,1	138	247	172
RoS – droby	25	0,9	2,7	1,9	1,8	7,1	3,1	6,4	19,4	10,9	92	261	148
RoS – konglomeráty	4	1,7	2,4	2,1	2,7	5,1	3,4	8,9	11,4	9,9	128	177	150
MyS – aleurity + pelity	14	1,4	3,7	2,3	2,9	13,3	4,9	8,7	36,0	14,4	134	462	200
MyS – droby	14	1,2	4,1	2,3	1,6	4,1	2,9	7,6	19,6	11,7	93	263	159
MyS – konglomeráty	4	1,4	2,3	1,9	2,2	3,5	2,7	7,5	10,7	8,9	105	146	129
spraše	14	1,3	1,8	1,5	2,6	3,5	3,1	8,7	13,7	11,6	122	154	142

Vysvětlivky: PrS = protivanovské souvrství, RoS = rozstáňské souvrství, MyS = myslejovické souvrství; n = počet vzorků.

Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, eU, eTh) v horninách a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m).

Tab. 1: Natural radioactive element (K, eU, eTh) contents in rocks and calculated mass activity (a_m).

4–15 Bq.kg⁻¹ (průměr 8 Bq.kg⁻¹). Jde tedy o aktivity velmi nízké.

2) Vzorky odebrané přímo z povrchu přehradních sedimentů mají aktivitu ¹³⁷Cs nižší než vzorky z hloubky kolem 20 cm: 56 % vzorků z povrchu vykazuje aktivitu ¹³⁷Cs pod 4 Bq.kg⁻¹, ve zbývajících vzorcích z povrchu je aktivita ¹³⁷Cs v rozpětí 4–13 Bq.kg⁻¹ (průměr 6 Bq.kg⁻¹); 42 % vzorků z hloubky cca 20 cm má aktivitu ¹³⁷Cs pod 4 Bq.kg⁻¹, ve zbývajících vzorcích tohoto souboru je aktivita ¹³⁷Cs v rozpětí 5–15 Bq.kg⁻¹ (průměr 11 Bq.kg⁻¹). Zjištěné aktivity ¹³⁷Cs ve sledované vrstvě sedimentů nejsou překvapením. Jde bezpochyby o stopy radioaktivního spadu souvisejícího s havárií černobylské elektrárny v roce 1986. Zjištěné hodnoty rámcově odpovídají aktivitě ¹³⁷Cs v půdách na Prostějovsku i aktivitě ¹³⁷Cs stanovené na vzorcích kulmských sedimentů odebíraných na výchozech v přílehlé části Dražanské vrchoviny (jde o hodnoty výjimečně i přes 20 Bq.kg⁻¹).

3) Ve vzorcích přehradních sedimentů ze dvou vertikálních profilů (hloubka 2,9 a 2,3 m) byla zjištěna hmotnostní aktivita ¹³⁷Cs vždy pod 4 Bq.kg⁻¹. V souboru vzorků ze třetího profilu (hloubka 2,7 m) jsou tři s aktivitou ¹³⁷Cs nad mezí stanovitelnosti: 5 Bq.kg⁻¹ (hloubka 20 cm), 4 Bq.kg⁻¹ (hloubka 65 cm) a 11 Bq.kg⁻¹ (hloubka 95 cm). Zůstává otázkou, zda zvýšená aktivita v hloubkách 65 a 95 cm souvisí s černobylskou havárií nebo zda nejde o pozůstatek jaderného spadu z nukleárních zkoušek prováděných v 50. a 60. letech 20. století.

4) Aktivita ¹³⁷Cs v sedimentech Plumlovské přehrady je relativně nízká. To je zřejmé např. při srovnání s údaji o aktivitě sedimentů Brněnské přehrady (Ďurďová a Zimák 2009, Sedláček a Bábek 2009), kde byla zjištěna aktivita ¹³⁷Cs až na úrovni 309 Bq.kg⁻¹, považovaná za důsledek havárie černobylského reaktoru. Výrazně rozdílné aktivity ¹³⁷Cs v sedimentech obou přehrad spojované s touto havárií mohou souviset s velmi nerovnoměrnou distribucí

jaderného spadu a také s rozdílnou schopností sedimentů vázat cesium.

5) Výsledky všech provedených gamaspektrometrických stanovení přirozených radioaktivních prvků jsou sumarizovány v tabulce 1. Hmotnostní aktivita přehradních sedimentů daná obsahem přirozených radioaktivních prvků je 117 až 189 Bq.kg⁻¹, průměr 144 Bq.kg⁻¹. Z hlediska přirozené radioaktivity a aktivity ¹³⁷Cs tedy sedimenty Plumlovské přehrady nepředstavují žádné riziko a jejich využití ke zkvalitnění zemědělské půdy je možné.

6) Přirozená radioaktivita sedimentů Plumlovské přehrady v podstatě odpovídá přirozené radioaktivitě kulmských sedimentů ve snosné oblasti. Flyšoidní souvrství tvořící podstatnou část Dražanské vrchoviny (včetně prakticky celé snosné oblasti) a také Nížkého Jeseníku mají v rámci v. části Českého masivu relativně vysokou přirozenou radioaktivitu (ve srovnání s krystalikem v této oblasti) – viz např. Matolín (1970), Manová a Matolín (1995), Zimák a Štelcl (2003). Radioaktivita kulmských souvrství roste od souvrství protivanovského přes rozstáňské po myslejovické. To je zřejmé jak z údajů v tabulce 1, tak z výsledků studia přirozené radioaktivity spodnokarbonských siliciklastik v celé j. části Dražanské vrchoviny (Štelcl a Zimák 2009). V rámci jednotlivých souvrství je zřejmé, že průměrná přirozená radioaktivita roste od konglomerátů přes psamity (dominují droby) až po skupinu aleuritů a pelitů (jílové břidlice, siltové břidlice a siltovce s přechody do jemnozrnných drob). Ve studovaném souboru kulmských sedimentů ze snosné oblasti vykazují relativně vysokou přirozenou radioaktivitu dva vzorky siltovo-jílových břidlic z myslejovického souvrství, odebrané z výchozů v údolí Hloučely sz. od Hamrů – hmotnostní aktivita těchto vzorků dosahuje až 462 Bq.kg⁻¹ a je způsobena vysokými obsahy uranu a thoria (až 13,3 ppm eU a 36,0 ppm eTh).

Literatura

- Ďurďová, L. – Zimák, J. (2010): Přírodní radionuklidy a aktivita ^{137}Cs v přehradních sedimentech Brněnské přehrady. – Zpr. geol. Výzk. v R. 2009, 199–201. Praha.
- Manová, M. – Matolín, M. (1995): Radiometrická mapa České republiky 1 : 500 000. ČGÚ Praha.
- Matolín, M. (1970): Radioaktivita hornin Českého masívu. Kniha. Úst. geol., 41. Praha.
- Sedláček, J. – Bábek, O. (2009): Předběžné zhodnocení rychlosti sedimentace ve vybraných přehradních nádržích v povodí Moravy. – Geol. Výzk. Mor. Slez., XVI, 31–34. Brno.
- Štelcl, J. – Zimák, J. (2009): Přírodní radioaktivita kulmských sedimentů v širším okolí velkolomu Mokrý. – MS. PřF MU Brno a PřF UP Olomouc.
- Zimák, J. – Ďurďová, L. (2009): Natural radioactivity of the Brno Dam bottom sediments. Proceed. from XIth Conf. on Waste Recyclation, Ostrava 28. 11. 2009, VŠB TU Ostrava 2009, 110–115.
- Zimák, J. – Štelcl, J. (2003): Terénní gamaspektrometrické měření přírodní radioaktivity hornin v oblasti moravskoslezského kulmu v Nízkém Jeseníku. – Zpr. geol. Výzk. v r. 2002, 203–204. Praha.

PŘIROZENÁ RADIOAKTIVITA MAGMATICKÝCH A METAMORFOVANÝCH HORNIN NÁRODNÍHO PARKU PODYJÍ

Natural radioactivity of igneous and metamorphic rocks of the Podyjí (Thayatal) National Park

Jiří Zimák, Veronika Jůzková

Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(33-22 Vranov nad Dyjí, 33-24 Hnanice, 34-11 Znojmo, 34-13 Dyjákovice)

Key words: Brunovistulicum, Moravicum, gamma-spectrometry, natural radioactive elements

Abstract

The concentrations of natural radioactive elements (K, U, Th) were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in 360 samples of igneous and metamorphic rocks from the Podyjí (Thayatal) National Park. The studied territory belongs to the Dyje-Ivančice Massif (granites prevail), Lukov Unit (mainly mica schists, also phyllites, marbles, quartzites and orthogneisses), Bíteš Unit (orthogneisses, also paragneisses and amphibolites), and Šafov-Vranov Unit (mica schists, orthogneisses, marbles, amphibolites). All mentioned rocks show a low natural radioactivity. Mass activity of the most radioactive rock sample is only 334 Bq.kg⁻¹.

Úvod

Přirozená radioaktivita je jednou z fyzikálních vlastností hornin a představuje významný parametr přírodního prostředí. Leteckou, terénní i laboratorní gamaspektrometrií bylo již dříve prokázáno, že NP Podyjí leží v oblasti s relativně nízkou přirozenou radioaktivitou hornin (viz Manová a Matolín 1995). V této zprávě jsou sumarizovány výsledky laboratorních gamaspektrometrických stanovení K, U a Th ve vzorcích magmatitů a metamorfů z tohoto relativně malého, avšak geologicky značně komplikovaného a petrograficky pestrého území. Jeho v. část je součástí brunovistulika, zde vystupujícího jako dyjská část dyjsko-ivančického masivu ve smyslu Chába et al. (2008) (dále jen „dyjský masiv“), která je na území NP Podyjí tvořena převážně biotitickým granitem, na styku s moravikem přecházejícím do blastomylonitů. V prostoru NP Podyjí vystupuje při jv. okraji dyjského masivu biotitický granodiorit (viz Batík 1992). Téměř celá z. část NP Podyjí náleží k moraviku, zde zastoupenému jednotkou lukovskou (centrální část NP) a jednotkou bítešskou (z. část NP). Lukovská jednotka je dělena na spodní a svrchní oddíl. Převládajícími horninami spodního oddílu jsou muskovit-biotitické a muskovit-chloritické svory s granátem, staurolitem, místy chloritoidem, typickými akcesorií je turmalín; ve svorech jsou polohy kvarcitů. Ve svrchním oddílu lukovské jednotky převažují dvojslídne svory s granátem, staurolitem a chloritoidem, které místy přecházejí do jemnozrnných svorů až fylitů (zejména na rakouském území – sv. od pevnosti Kaja). V metapelitech svrchního oddílu lukovské jednotky jsou vložky kvarcitů a zejména kalcitických mramorů, na kontaktu s bítešskou ortorulou i erlanů. Spodní a svrchní oddíl lukovské jednotky je oddělen stébelnatou biotitickou ortorulou (pleissingská či weitersfeldská ortorula). Na rozhraní obou oddílů byly

mezi tokem Dyje a kótou 410,2 „U včelína“ (cca 500 m s. od Faltýskova Mlýna) nalezeny fragmenty leukokraticí ortoruly s turmalínem. Dominantním horninovým typem bítešské jednotky na území NP Podyjí je bítešská ortorula, místy s vložkami pararul, amfibolických rul a amfibolitů. Na z. okraji sledovaného území vystupují horniny šafovsko-vranovské jednotky, zde tvořené metapelity (hlavně svory a pararuly), ortorulami, kalcitickými mramory a granátickými amfibolity. Podrobnější údaje o geologické stavbě a petrografických poměrech zájmového území uvádí např. Batík (1984, 1999, 2004), Cháb et al. (2008).

Vzorky a metody

V Národním parku Podyjí (na území ČR i Rakouska) a v jeho bezprostředním okolí (do 1 km od hranice NP) byl proveden odběr 360 vzorků magmatitů a metamorfů. Na PřF UP v Olomouci byly za použití spektrometru SG1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm³ (průměr 76 mm, délka 76 mm) v těchto vzorcích stanoveny obsahy K (přímo na základě koncentrace ⁴⁰K) a obsahy U a Th (nepřímo na základě koncentrací dceřiných produktů, a proto jsou při uvádění výsledků analýz tyto obsahy označovány jako eU a eTh); hmotnost měřených vzorků se pohybovala kolem 450 g, doba měření 1800 s. Z gamaspektrometricky stanovených koncentrací všech tří uvedených prvků byla vypočtena hmotnostní aktivita ekvivalentu ²²⁶Ra (a_m) pomocí vztahu $a_m = 12,35U + (1,43 \cdot 4,06Th) + (0,077 \cdot 313K)$, do něhož jsou obsahy U a Th dosazovány v ppm, obsahy K v hmot. %. Meze detekce pro jednotlivé prvky: K = 0,5 hmot. %, 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 hmot. %, obdobně v případě eU a eTh hodnotou 1 ppm.

geol. jednotka / hornina	n	K (hmot. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				am (Bq.kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>dyjský masiv (n = 77):</i>																	
granity	43	2,1	5,2	3,4	3,5	<1,5	8,4	<1,5	2,0	<1,5	15,7	6,9	6,9	107	226	143	149
granodiority	10	1,9	3,9	2,7	2,7	<1,5	3,2	1,6	1,7	4,7	7,3	5,8	5,9	87	147	123	121
aplity	14	2,3	4,6	3,8	3,9	<1,5	5,7	2,0	2,8	2,0	17,6	7,5	8,0	107	266	162	174
pegmatity	10	1,9	8,1	3,9	4,8	<1,5	1,8	<1,5	<1,5	<1,5	4,1	<1,5	1,7	64	217	117	138
<i>lukovská jednotka (n = 176):</i>																	
metapelitey – spodní odd.	29	1,1	4,3	2,5	2,5	<1,5	2,4	<1,5	<1,5	4,7	16,6	9,2	9,4	66	192	127	133
kvarcity – spodní odd.	16	<0,5	1,0	<0,5	0,5	<1,5	2,9	<1,5	<1,5	<1,5	8,1	1,5	2,2	26	102	26	38
biotitická ortorula	16	0,9	3,7	2,3	2,2	<1,5	2,6	1,5	1,5	<1,5	13,4	7,3	7	55	170	111	111
leukokratin ortorula	8	1,6	5	2,4	2,8	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	4,5	1,8	1,9	57	139	88	90
metapelitey – svrchní odd.	82	1,6	5,6	2,6	2,8	<1,5	6,0	2,5	2,5	7,9	27,8	12,9	13,5	111	334	170	176
mramory – svrchní odd.	21	<0,5	1,6	0,6	0,7	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	9,1	2,0	2,7	26	99	38	44
kvarcity – svrchní odd.	4	<0,5	1,9	1,1	1,1	<1,5	2,4	1,9	<1,5	<1,5	9,5	5,0	5,1	26	126	115	72
<i>bítešská jednotka (n = 51):</i>																	
ortoruly	39	0,5	4,5	2,2	2,4	<1,5	2,1	<1,5	<1,5	<1,5	13,9	4,2	4,6	34	148	99	97
pararuly	9	0,6	3,6	2,2	1,8	<1,5	4,0	1,5	1,9	4,2	23,1	6,4	9,3	64	270	95	121
amfibolity, amfibol. ruly	3	0,5	1,6	1,3	1,1	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	1,6	<1,5	<1,5	30	60	49	47
<i>šafovsko-vranovská jednotka (n = 56):</i>																	
metapelitey	26	0,7	3,7	2,0	2,2	<1,5	4,6	2,3	2,3	2,4	21,9	9,1	9,7	67	246	129	137
mramory	4	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	4,7	<1,5	1,9	26	48	26	31
ortoruly	16	0,5	4,7	3,5	3,0	<1,5	4,8	2,2	2,4	<1,5	15,1	12,0	10,4	52	222	168	161
amfibolity	10	<0,5	0,8	<0,5	0,5	<1,5	2,1	<1,5	<1,5	<1,5	7,7	<1,5	2,3	26	65	35	40

 Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, eU, eTh) v horninách a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m).

 Tab. 1: Natural radioactive element (K, eU, eTh) contents in rocks and calculated mass activity (a_m).

Výsledky

Výsledky provedených gamaspektrometrických měření jsou sumarizovány v tabulce 1. Ze získaných dat plynou tyto závěry:

1. Všechny magmatity a metamorfity v prostoru NP Podyjí mají jen nízkou přirozenou radioaktivitu, což je způsobeno „klarkovými“ nebo „podklarkovými“ průměrnými obsahy všech tří sledovaných prvků (průměrná hmotnostní aktivita hornin zemské kůry je kolem 180 Bq.kg⁻¹).

2. V rámci dyjského masivu vykazují mírně zvýšenou přirozenou radioaktivitu některé vzorky granitů, a to díky relativně vysokým obsahům uranu (6,7 až 8,4 ppm eU).

3. V prostoru NP Podyjí lze vymezit dvě oblasti granitů, lišících se obsahy uranu:

a) Granity s relativně vysokými obsahy uranu vystupují mezi Mašovicemi a Hradištěm (jde o výrazně zbrídlíchnatělý biotitický granit) a dále od Hradiště pokračují do prostoru pod hradbami Znojma (zde jde převážně o narůžovělý biotitický granit). V těchto granitech bylo zjištěno 2,3 až 8,4 ppm eU (průměr 3,8 ppm eU, n = 14).

b) Granity dyjského masivu na území NP Podyjí mimo výše zmíněnou oblast mají obsahy uranu zpravidla pod 1,5 ppm eU (n = 29, z toho 26 měření pod 1,5 ppm eU, max. 2,5 ppm eU), a to bez ohledu na jejich stavbu (v tomto souboru jsou zastoupeny vedle „nedeformovaných“ granitů jak granity s různým stupněm zbrídlíchnatění, tak i blastomylonity z blízkosti kontaktu s moravikem).

4. Metapelitey spodního a svrchního oddílu lukovské jednotky se liší nejen rozsahem retrogradní metamorfózy (její projevy jsou výraznější ve spodním oddílu), ale i obsahy U a Th (vyšší koncentrace obou prvků jsou v metapelitech svrchního oddílu) – viz tab. 1.

5. Nově zjištěná leukokratin ortorula s turmalínem v pozici mezi spodním a svrchní oddílem lukovské jednotky vykazuje jen velmi nízkou přirozenou radioaktivitu, a to díky výrazně podklarkovým obsahům U (pod 1,5 ppm eU) i Th (max. 4,5 ppm eTh).

Literatura

- Batík, P. (1984): Geologická stavba moravika mezi bítešskou rulou a dyjským masívem. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 59, 6, 321–330. Praha.
- Batík, P. (1992): Geologická mapa Národního parku Podyjí 1 : 25 000. ČGÚ Praha.
- Batík, P. (1999): Moravikum dyjské klenby – kadomské předpolí variského orogénu. – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 74, 3, 363–369. Praha.
- Batík, P. (2004): Tektonické uspořádání moravika severní části dyjské klenby po závěrečné fázi variské orogeneze. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2003*, 9–12. Praha.
- 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*. – Vydavatelství České geologické služby, Praha.
- Manová, M. – Matolín, M. (1995): *Radiometrická mapa České republiky 1 : 500 000*. ČGÚ Praha.

POKYNY PRO AUTORY PŘÍSPĚVKŮ DO GEOLOGICKÝCH VÝZKUMŮ

Osnova příspěvku

- Název** (česky, anglicky)
Autoři (Josef Novák, František Pospíšil)
Adresy (celá adresa včetně směrovacího čísla; povinně e-mail korespondujícího autora)
List mapy v měřítku 1 : 50 000 (24-13 Bystřice nad Pernštejnem, 24-14 Boskovice)
Klíčová slova Key words (max. 5 – anglicky) – postupovat od regionální geologie (Silesicum, ..)
Abstrakt (anglicky, 15–25 řádek, minimálně 200 slov, s uvedením hlavních metod, výsledků a interpretace)
Vlastní text písmo Times New Roman, velikost 12, řádkování 1,5 (**minimální rozsah textu článku jsou 4 strany, max. 8 stran A4**).
Citace v textu uvádějte podle vzoru: Chlupáč (1994); (Liew et al. 1989); (Franke 1994, Kalvoda 1995); (Šalanský in Prouza 1992); (Graham – Powel 1984) – nepsat čárku za jménem. Tři autory a více uvádějte ve formátu Graham et al. Ve větách je možno jména spojovat spojkou a, např. Graham a Powel (1984) zjistili, že.....

Literatura

- časopis** Kompasová, B. – Poledník, S. (2003): Kterak zameziti pohybu střelky v cizím magnetickém poli. – Orientační rozhledy, 28, 4, 14–18.
sborník a kapitola v knize Kompasová, B. – Poledník, S. (2003): Kterak zameziti pohybu střelky v cizím magnetickém poli. – In: Obratník, K. (ed./eds): Orientace v terénu, Sborník abstraktů, 14–18, Bloudivá instituce.
knih Kompasová, B. – Poledník, S. (2003): Orientace v terénu. – Bloudivá instituce.
manuscript Kompasová, B. – Poledník, S. (2003): Orientace v terénu. – MS, diplomová práce PřF MU, Brno.
Uvádějte celé názvy časopisů a sborníků (**neužívejte zkratky**). Neuvádějte místo vydání publikace.

Příspěvek pište **česky, případně anglicky**, jako textový soubor uspořádaný podle uvedené osnovy v textovém editoru WORD MS WINDOWS. Zasláný příspěvek musí být kompletní včetně obrázků a tabulek. Celý příspěvek musí být napsán standardním typem písma, pokud potřebujete speciální typ písma, upozorněte redakci.

Texty (včetně nadpisů) nijak neformátujte, písmo Times New Roman, nedělte slova, odstavce ukončete klávesou ENTER, první řádek odstavce neodsazujte, nadpisy nezvýrazňujte, nezarovnávejte zprava. Nezapomeňte na mezeru za interpunkčním znaménkem i v seznamu literatury. Důsledně odlišujte mínus a krátkou a dlouhou pomlčku dle typografických pravidel (<http://prirucka.ujc.cas.cz/>). V číslech používejte desetinnou čárku (tečku v anglickém textu). Používejte jednotky SI, terminologii IUGS a IMA (česká terminologie podle Bernarda et al. 1992), zkratky minerálů dle Whitney, D. L. – Evans, B. W. (2010), chronostratigrafické členění viz <http://www.geology.cz/stratigraphy>. Odkazy na obrázky a tabulky v textu značte v závorce (obr. 1, tab. 1, fig. 1, tab. 1), popisy k přílohám zařaďte za textovou část následovně: Obr. 1: Text popisu. Tab. 1: Text popisu s tečkou na konci. (resp. anglicky: Fig. 1: Text. Tab. 1: Text). Do textu v žádném případě **nevklaďte** obrázky, tabulky ani žádné jiné přílohy.

Tabulky vytvořené v tabulkovém editoru (MS EXCEL) přiložte jako zvláštní soubor, písmo Arial, velikost 10.

Obrázky. Použijte orientační topografický náčrt nebo geologické schéma u regionálně zaměřených článků. Pérovky musí být kontrastní a dobře čitelné, počítejte s jejich zmenšením, rozlišení 600 dpi. Vektorové obrázky předejte ve formátu CDR (Corel Draw v. 13 a nižší), rastrové ve formátu TIFF nebo JPG, fotografie s rozlišením 300 dpi. Obrázky formátujte jako jednosloupcové (šířka 80 mm), dvousloupcové (šířka 164 mm) nebo 120 mm. V obrázcích používejte dostatečně veliký typ písma Arial Narrow. U mikrofotek vyznačte měřítko, u mapek nezapomeňte na směrovou růžici a měřítko, legendu (česky nebo anglicky podle jazyka příspěvku) umístěte přímo v obrázku. Popisek/název obrázku je česky i anglicky. Obrázky dodejte ve finální podobě a velikosti. Barevné obrázky k tisku přijímáme výjimečně a s platbou autora.

Článek odevzdejte včetně příloh na adresu příslušného redaktora:

Mgr. David Buriánek, Ph.D.: david.burianek@geology.cz, +420 543 429 245, krystalinikum

Mgr. Martin Ivanov, Dr.: mivanov@sci.muni.cz, +420 549 494 600, kvartér

RNDr. Zdeněk Losos, CSc.: losos@sci.muni.cz, +420 549 495 623, aplikovaná geologie

Mgr. Pavla Tomanová Petrová, Ph.D.: pavla.petrova@geology.cz, +420 543 429 243, mezozoikum, kenozoikum

RNDr. Marek Slobodník, CSc.: marek@sci.muni.cz, +420 549 497 055, paleozoikum, koordinace, vydavatelství

Mgr. Helena Gilíková, Ph.D.: helena.gilikova@geology.cz, +420 543 429 233, technická redakce

Po recenzním řízení dostanete příspěvek zpět k provedení oprav a připomínek. Připomínky recenzenta akceptujete a provedete opravy, popř. dodáte vysvětlení příslušnému redaktorovi, proč připomínky nelze akceptovat. Příspěvky do GVMS pošlete nejpozději **do 28. února pro publikování v daném roce** podle uvedených pokynů.

Informace a pokyny pro autory jsou viz: <http://elanor.sci.muni.cz/gap/casop/>.

REDAKCE SI VYHRAZUJE PRÁVO ODMÍTNOUT ŠPATNĚ PŘIPRAVENÝ PŘÍSPĚVEK.



Relikty páskovaných staveb v metaryolitech metabazitové zóny brněnského masivu, Medlánecké kopce, Brno. Foto: P. Hanžl, 2010.



Biotitem bohaté mafické enklávy v biotitickém granitu, z lomu Královec, jv. od Jaroměřic nad Rokytnou. Foto: D. Buriánek, 2005.



„Brněnský křemenný val“ – morfologicky výrazné dvě větve (směr SSZ–JJV a Ž–V) křemenné žíly o délkách několik set metrů. Vystupují asi 500 m j. od vrcholu kopce Trnůvka, 1,3 km sz. od obce Rozdrojovice u Brna. Foto: A. Přichystal, 2011.



Kapsy ve vápencích macošského souvrství vyplněné ostrohrannými klasty vápenců tmelené karbonátem a limonitem. V nadloží písčité sedimenty spodního badenu, lom firmy Kalcit, s. r. o., Brno-Líšeň. Foto: P. Tomanová Petrová, 2009.



Vyvětralé kalcitové žilky (subhorizontální) a stylolity (strmě) v horském vápenci dobře definují orientaci paleonapjatostního pole, j. svah hory Naranco, Oviedo, Španělsko. Foto: R. Melichar, 2008.



Budina serpentinizovaného peridotitu obklopená granulity a cordieritickými migmatity z lomu Horní Bory, s. od Velkého Meziříčí. Foto: D. Buriánek, 2009.



Transgresivně uložené silicifikované a dolomitizované mikrobiosparitické vápence a vápnité slepence jurského stáří (oxford) na spodnokarbonských hádko-říčských vápencích na lokalitě Hády, Brno. Foto: M. Bubík, 2009.



Deltové klastické sedimenty spodního badenu v lomu firmy Kalcit, s. r. o., Brno-Líšeň transgresivně uložené na mokerských vápencích macošského souvrství. Foto: P. Tomanová Petrová, 2009.



ČESKOMORAVSKÝ
ŠTĚRK
HEIDELBERGCEMENT Group

**muni
PRESS**

ISBN 978-80-210-4940-6



9 788021 049406