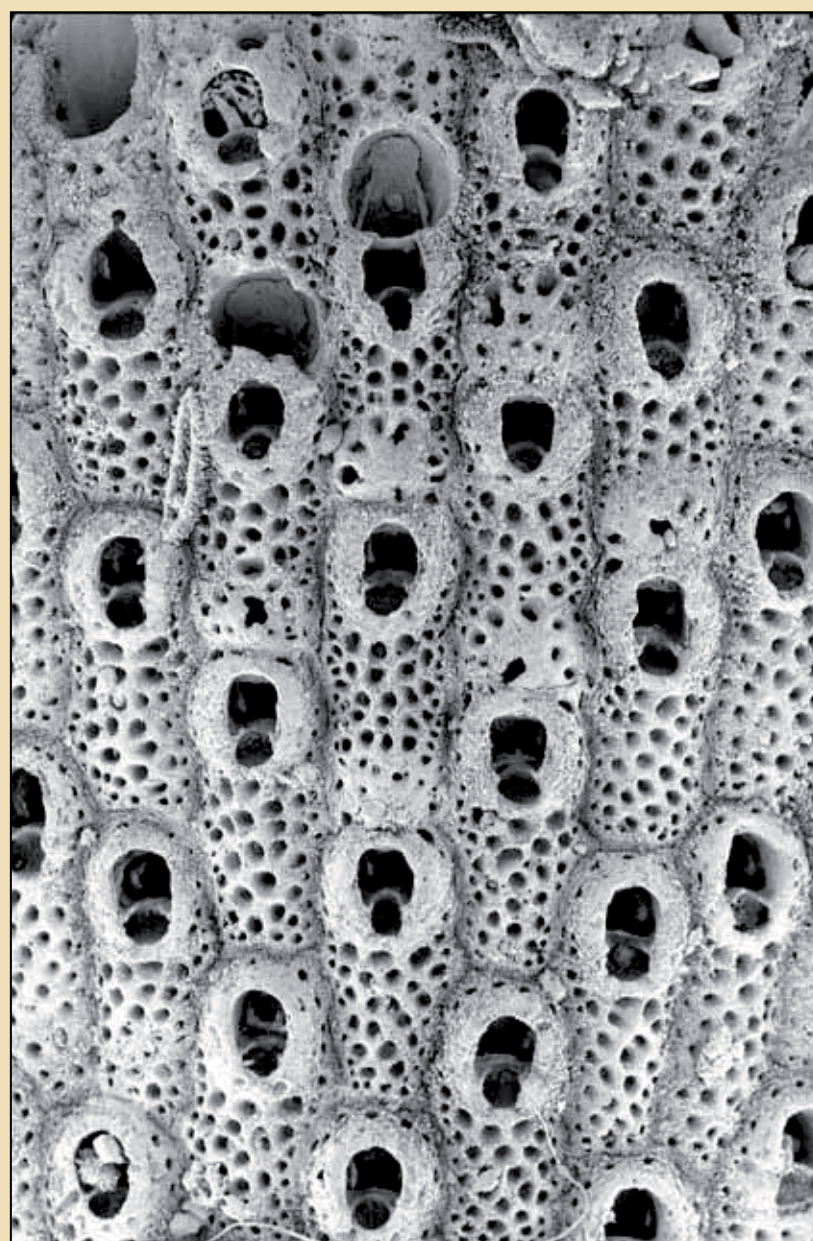


GEOLOGICKÉ VÝZKUMY *na Moravě a ve Slezsku*

GEOLOGICAL RESEARCH *in Moravia and Silesia*



kenozoikum

mezozoikum

paleozoikum

krystalinikum

aplikovaná geologie

XVII. ročník/2010/1–2

BRNO 2010

Pseudomorfózy sillimanitu po andalusitu v muskovit-biotitických rulách z enklávy v tonalitech, lom Budislav, poličské krystalinikum, šířka fotografie 1,2 m. Foto: D. Buriánek 2005.



Středověký tyglík – keramická nádoba sloužící pro tavení a odlévání kovů. Foto: B. Holubová Závodná, 2008.



Antoníněcké souvrství v sz. zářezu na stavbě rybníka v Kozojídkách u Veselí nad Moravou. Foto: M. Vachek, 2007.

Snímek na 1. straně obálky: Mechovka *Smittina cervicornis* (Pallas, 1766) z lokality Podbřežice, která má vzácně zachované ovicely a drobná avikulária v ústí. Zvětšeno 150×. Foto: K. Zágoršek, 2003

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

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

XVII. ročník/2010/1–2

Masarykova univerzita

Ústav geologických věd PřF, Masarykova univerzita

Česká geologická služba, pobočka Brno

Interdisciplinární centrum výzkumů sociálních struktur pravěku
až vrcholného středověku (archeologický terénní a teoretický
výzkum, využití přírodních věd, metodologie a informatika,
ochrana kulturního dědictví)

Českomoravský štěrk, a.s.

16. konference o mladším terciéru

BRNO 2010

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU

Geological research in Moravia and Silesia

Časopis je recenzovaným periodikem zařazeným do národní databáze pro vědu a výzkum a publikované články jsou uznávaným vědeckým výkonem.

Zaměření GVMS spočívá v publikování průběžných zjištění a faktů, nových dat a jejich základní interpretace. Cílem publikace je rychlé informování geologické veřejnosti o nových výzkumech, objevech a pokroku řešených projektů a jejich dílčích závěrech.

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY vychází každý rok a přináší články z nejrůznějších geologických disciplín.

GVMS vychází od roku 1994 (1. ročník). Od 9. ročníku (2002) vydáváme i elektronickou formu článků, které jsou přístupné na internetu ve formátu PDF: <http://www.sci.muni.cz/gap/casop/>.

Letošní 17. ročník, 2010 přináší i příspěvky, jejichž témata zazněla na 16. konferenci o mladším terciéru konané tradičně na Ústavu geologických věd MU. Vydání tohoto čísla/ročníku finančně podpořily: Českomoravský štěrk, a.s., výzkumný záměr č. MSM0021622427 „Interdisciplinární centrum výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku (archeologický terénní a teoretický výzkum, využití přírodních věd, metodologie a informatika, ochrana kulturního dědictví)“ a 16. konference o mladším terciéru.

Redakční rada:

David Buriánek, Česká geologická služba, pob. Brno

Helena Gilíková, Česká geologická služba, pob. Brno

Martin Ivanov, Ústav geologických věd MU

Karel Kirchner, Ústav geoniky AV ČR, v. v. i., Brno

Zdeněk Losos, Ústav geologických věd MU

Martin Netoušek, Českomoravský štěrk a. s.

Marek Slobodník, Ústav geologických věd MU

Pavla Tomanová Petrová, Česká geologická služba, pob. Brno

Jan Zapletal, PřF UP Olomouc

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

© Masarykova univerzita, 2010

muni
PRESS

OBSAH

CONTENTS

KENOZOIKUM *Cenozoic*

Middle Pannonian Sublittoral ostracod fauna from the locality Sopron (Hungary)

Peter Barna, Dušan Starek, Radovan Pipík 8

Orientační stanovení recentní míry denudace flyšového pásma Vnějších Západních Karpat na příkladu povodí Bystřičky ve Vsetínských vrších

Preliminary assessment of a recent denudation rate of the Flysch Belt of Outer West Carpathians – Case study: Bystřička River catchment in Vsetínské Hills

Ivo Baroň, Vít Baldík, Martina Fiferňová 10

Limonitová mineralizace v němčickém krasu

The limonite mineralization in Němčice karst

David Buriánek, Vít Baldík, Roman Novotný 14

Interpretace chemického složení těžkých minerálů v sedimentech z řeky Hodonínky

Interpretation chemical composition of heavy minerals in stream sediments Hodonínka river

David Buriánek 20

Spectacular insights into estuarine to shallow marine sediments of the Karpatian (Lower Miocene) in the Korneuburg Basin (Lower Austria)

Stjepan Ćorić, Holger Gebhardt, Mathias Harzhauser, Babette Hengst, Andrea Kern, Oleg Mandić, Reinhard Rotzel, Martin Zuschin 25

Geomorfologický výzkum Opavy v okolí Nových Heřmínovů v roce 2009

Geomorphological research of the Opava River Valley in the surroundings of the village of Nové Heřminovy in 2009

Tadeáš Czudek 27

Nové poznatky o devínskonovoveskom súvrství (Viedenská panva, Slovensko)

New data on the Devínska Nová Ves Formation (Vienna Basin, Slovakia)

Klement Fordinál, Ivan Baráth, Ladislav Šimon, Milan Kohút, Alexander Nagy, Jana Kučerová 32

Rhodophyta (Corallinales) badenu karpatskej čelnej priehlbiny, Morava, Česká republika

Rhodophyta (Corallinales) from baden of Carpathian Foredeep, Moravia, Czech Republic

Juraj Hrabovský 35

Geoarcheologický výzkum halštatské zemnice v Modřicích u Brna

Geoarchaeological investigation of a sunken house from the Hallstatt period at Modřice near Brno

Markéta Jarošová, Lenka Lisá, Antonín Přichystal, David Parma, Libor Petr, Petr Kos 39

Sequence stratigraphy of the Northern Danube Basin (Slovakia)

Michal Kováč, Rastislav Synak, Klement Fordinál, Peter Joniak 46

Rozdíly ve vlastnostech horských lesních půd na kyselejších a bazických matečních horninách

Differences in characteristics of mountain forest soils on acid and basic parent rocks

Josef Kratina, Luboš Borůvka, Václav Tejnecký, Ondřej Drábek, Ondřej Šebek 50

Doklady střednomiocénní násunové tektoniky v bělo-karpatské jednotce flyšového pásma Západních Karpat

Evidence of Middle Miocene thrust tectonics in the Bílé Karpaty Unit (Carpathian Flysch Belt)

Oldřich Krejčí, Ivan Poul 58

Návrh vymezení ottnangských štěrků v lokalitě Obora – Junácká louka (údolí Svatky, severozápadně od Brna) na základě geofyzikálního měření

A proposal on limitation of Ottnangian sediments at the locality Obora-Junácká louka (the Svatka river Valley, NW from Brno) based on geophysical research

František Kuda, František Hubatka, Lucie Peterková 64

Morfologické a sedimentologické účinky říčního dřeva v korytě Černé Opavy

Morphological and sedimentological effects of woody debris in the channel of Černá Opava River

Zdeněk Máčka, Lukáš Krejčí 69

Zrntostní charakteristika moderních fluválních sedimentů – příkladová studie z východní Moravy

Grain size characteristics of modern fluvial deposits – a case study from eastern Moravia (Czech Republic)

Slavomír Nehyba, Klára Hilscherová 76

Těžké minerály kenozoika Brněnska: možnosti a úskalí interpretací

Heavy minerals Cenozoic of the Brno surroundings – possibilities and risks of interpretations

Jiří Otava 81

Deformace svrchnobadenských trachyandezitů u Bojkovic jako odraz postintruzivní transtenze v bělokarpatské jednotce (Vnější Západní Karpaty)

Deformation of the Middle Miocene (Upper Badenian) trachyandesites near Bojkovice reflecting post-intrusive transtension in the Bílé Karpaty Unit (Outer Western Carpathians)

Ivan Poul, Oldřich Krejčí, Jiří Janečka,
Roman Živor 85

Interpretace deformací sedimentů karpatské předhlubně na kontaktu se zónou pavlovsko-waschberskou (Vnější Západní Karpaty)

Structural interpretation of Carpathian Foredeep sediments' deformation in contact with Pavlov-Waschberg Zone (Outer Western Carpathians)

Ivan Poul, Rostislav Melichar 88

In search of the Eggenburgian – Ottnangian boundary at the southeastern margin of the Bohemian Massif (Lower Austria)

Reinhard Roetzel, Stjepan Ćorić, Mathias Harzhauser,
Oleg Mandić 91

Dendrochronologické datování blokovobahenních proudů (příkladová studie Slavič; Moravskoslezské Beskydy)
Dendrochronological dating of debris flows (case study Slavič; the Moravskoslezské Beskydy Mts.)

Karel Šilhán 92

Sedimenty spodního bádenu a kvartéru v centru Brna
Lower Badenian and Quaternary sediments at Brno centre

Pavla Tomanová Petrová, Tomáš Pecka,
Jaroslav Hanák 96

Fauna vrtů HL1 a HL2 u Hluchova (střední miocén), Prostějovsko

Fauna of the HL1 and HL2 boreholes round of Hluchov (Middle Miocene), Prostějov surrounding

Kamil Zágoršek, Pavla Tomanová Petrová, Slavomír Nehyba, Vladimíra Jašková 99

Lower Sarmatian Foraminifera from marginal marine environments in the Malacky vicinity (Vienna Basin)

Adriena Zlinská, Natália Hudáčková,
Ivana Koubová 104

MEZOZOIKUM *Mesozoic*

Foraminiferová fauna oxfordských vápenců na Švédských šancích u Brna

Foraminifer fauna of the Oxfordian limestones of Švédské šance near Brno

Miroslav Bubík 108

Nový výskyt antoníněckého souvrství u Kozojídek (bělokarpatská jednotka)

New occurrence of the Antoníněk Formation near Kozojídka (Bílé Karpaty Unit)

Miroslav Bubík, Michal Vachek 113

Magmatický a postmagmatický vývoj hornin monchiquit-pikritové skupiny v okolí Valašského Meziříčí

Magmatic and postmagmatic evolution of monchiquite-picrite rock group in the surroundings of Valašské Meziříčí

David Buriánek 117

Purbeckian limnic Ostracoda reworked in the Early Miocene marine deposits of the Vienna Basin, Slovakia

Radovan Pipík, Ján Schlögl, Jean-Paul Colin 124

Strukturální interpretace umístění svrchnokřídových sedimentů do svrchnojurských vápenců skalní stěny Martinka (Pavlovské vrchy)

Structural interpretation of Upper Cretaceous sediments embedded within the Upper Jurassic limestone of Martinka cliff (Pavlovské vrchy hills)

Ivan Poul, Miroslav Bubík, Oldřich Krejčí,
Liliana Švábenická 126

PALEOZOIKUM *Paleozoic*

Nález železitých konkréci na drahanské vrchovině

Discovery of ferruginous concretions at the Drahaný Upland (Drahanská vrchovina)

Aleš Bajer, Jindřich Kynický, Hana Cihlářová 130

Xenotim-(Y) z rudní žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nížkého Jeseníku)

Xenotime-(Y) in ore vein at the locality Zlatý důl near Hlubočky (Culm of the Nížký Jeseník Upland)

Zdeněk Dolníček 133

Stratigrafie hraničního intervalu devon/karbon v Lesním lomu (Brno-Líšeň)

Stratigraphy of the Devonian/Carboniferous boundary interval in the Lesní lom quarry (Brno-Líšeň)

Tomáš Kumpan 136

Rekonstrukce Ag-dolů u Horního Benešova

Restoration of the Ag-mines near Horní Benešov

Josef Večeřa 139

KRYSTALINIKUM
Crystalline complex

Srovnání metasedimentů z hlinské zóny, poličského a zábržského krystalinika na základě chemického složení
Comparison of metasediments from Hlinsko Zone, Polička and Zábřeh Crystalline Complexes based on the whole rocks chemical composition
David Buriánek 146

Pumpellyit – minerál závěrečné metamorfní fáze v bytownitové rule vrbenské skupiny a v amfibolitu jesenického masívu (silezikum)
Pumpellyite – product of final metamorphic phase in bytownite gneiss of Vrbno Group and amphibolite of Jeseník massif (Silesicum, Bohemian massif)
Martin Kováčik, Vratislav Pecina, Mojmír Opletal, Vladimír Žáček 151

Provenience metabazitů kamenné broušené industrie z neolitického sídliště u Těšetic-Kyjovic, okr. Znojmo
Provenience of metabasites used for polished stone artefacts from the Neolithic site of Těšetice-Kyjovice, Znojmo district
Antonín Přichystal, Pavlína Valová 156

Petrografie a geochemie migmatitů z lomu Vanov u Telče
Petrography and geochemistry of migmatites from the Vanov quarry near of Telč
Miloš René 162

Geneze křemenných žil u Velké Kraše v sileziku
Origin of quartz veins near Velká Kraš in the Silesicum
Marek Slobodník, Antonín Přichystal, Rostislav Morávek 166

APLIKOVANÁ GEOLOGIE
Applied geology

Geochemie dnových sedimentů mrtvého ramene Čerták: kontaminace těžkými kovy
Geochemistry of the bottom sediments in oxbow lake Čerták: contamination by heavy metals
Pavla Filipská, Josef Zeman, Ondřej Bábek 172

Vliv podzemních vod na tvorbu eflorescentů Minoritského kláštera ve Znojmě
Influence of underground waters on making efflorescences in the Minorites monastery in Znojmo
Miroslava Gregerová, Ludmila Kurdíková 175

Chemické složení skloviny středověkých tyglíků z Brna a Jihlavy
Chemical composition of the glass phase from medieval crucibles from Brno and Jihlava
Blanka Holubová Závodná, Miroslava Gregerová, Jaromír Leichmann 179

Gamaspektrometrická charakteristika uhelných sedimentů boskovické brázdy a strusek vzniklých jejich spalováním
Gamma spectrometry of coal-bearing sediments from the Boskovice furrow and products of its burning
Petra Jakubová, Jaromír Leichmann 183

Experimentální studium vzniku oscilačních vzorů reakčně-difuzním mechanismem
Experimental study of the oscillatory patterns formation by reaction-diffusion process
Nikola Plhoňová, Josef Zeman 187

Vliv těžebních jam štěrkopísků na podzemní vodu
Impact of open gravel pits on the groundwater
Lucie Potočárová, Tomáš Kuchovský 191

Fosilní sesuvy v neogenních mořských jílech na severu Brněnské aglomerace – podceněný aspekt pro založení obytných staveb
Underestimated aspect of the building foundations – paleo-landslides in Neogene marine clays in the north part of Brno city
Ivan Poul, Oldřich Krejčí, František Hubatka 195

Identifikace (dis)konektivit vodních toků za využití makrogranulometrické analýzy korytových sedimentů (Moravskoslezské Beskydy)
Identification of stream (dis)connectivity with the use of macrogranulometric analysis of channel bed sediments (the Moravskoslezské Beskydy Mts.)
Václav Škarpich, Tomáš Galia, Jan Hradecký, Jan Peč 199

Dynamika a mechanismus interakce albit-voda za normálních podmínek
Dynamics and mechanism of feldspar-water interaction under ambient conditions
Miroslav Šulák, Jiří Faimon 205

Změny forem Fe a Al v rámci pedogeneze vývratíšť v přirozeně se vyvíjejícím jedlo-bukovém pralese
Changes of Iron and Aluminium forms in naturally developing fir-beech forest in the scope of pedogenic processes
Václav Tejnecký, Pavel Šamonil, Luboš Borůvka, Ondřej Drábek, Barbora Šebková, David Janík, Antonín Nikodem, Ondřej Šebek 209

AUTORSKÝ REJSTŘÍK

Index of Authors

Bábek, Ondřej	172	Kurdíková, Ludmila	175
Bajer, Aleš	130	Kynický, Jindřich	130
Baldík, Vít	10, 14	Leichmann, Jaromír	179, 183
Baráth, Ivan	32	Lisá, Lenka	39
Barna, Peter	8	Máčka, Zdeněk	69
Baroň, Ivo	10	Mandic, Oleg	25, 91
Borůvka, Luboš	50, 209	Melichar, Rostislav	88
Bubík, Miroslav	108, 113, 126	Morávek, Rostislav	166
Buriánek, David	117, 14, 19, 146	Nagy, Alexander	32
Cihlářová, Hana	130	Nehyba, Slavomír	76, 99
Colin, Jean-Paul	124	Nikodem, Antonín	209
Čorić, Stjepan	25, 91	Novotný, Roman	14
Czudek, Tadeáš	27	Opletal, Mojmír	151
Dolníček, Zdeněk	133	Otava, Jiří	81
Drábek, Ondřej	50, 209	Parma, David	39
Faimon, Jiří	205	Pecina, Vratislav	151
Fifernová, Martina	10	Pecka, Tomáš	96
Filipská, Pavla	172	Peč, Jan	199
Fordinál, Klement	32, 46	Peterková, Lucie	64
Galia, Tomáš	199	Petr, Libor	39
Gebhardt, Holger	25	Pipík, Radovan	8, 124
Gregerová, Miroslava	175, 179	Plhoňová, Nikola	187
Hanák, Jaroslav	96	Potočárová, Lucie	191
Harzhauser, Mathias	25, 91	Poul, Ivan	58, 85, 88, 126, 195
Hengst, Babette	25	Přichystal, Antonín	3 9, 156, 166
Hilscherová Klára	76	René, Miloš	162
Hladilová, Šárka	99	Roetzel, Reinhard	25, 91
Holubová Závodná, Blanka	179	Schlögl, Ján	124
Hrabovský, Juraj	35	Slobodník, Marek	166
Hradecký, Jan	199	Starek, Dušan	8
Hubatka, František	64, 195	Synak, Rastislav	46
Hudáčková, Natália	104	Šamonil, Pavel	209
Jakubová, Petra	183	Šebek, Ondřej	50, 209
Janečka, Jiří	85	Šebková, Barbora	209
Janík, David	209	Šilhán, Karel	92
Jarošová, Markéta	39	Šimon, Ladislav	32
Jašková, Vladimíra	99	Škarpich, Václav	199
Joniak, Peter	46	Šulák, Miroslav	205
Kern, Andrea	25	Švábenická, Lilian	126
Kohút, Milan	32	Tejnecký, Václav	50, 209
Kos, Petr	39	Tomanová Petrová, Pavla	96, 99
Koubová, Ivana	104	Vachek, Michal	113
Kováč, Michal	46	Valová, Pavlína	156
Kováčik, Martin	151	Večeřa, Josef	139
Kratina, Josef	50	Zágoršek, Kamil	99
Krejčí, Lukáš	69	Zeman, Josef	172, 187
Krejčí, Oldřich	58, 85, 126, 195	Zlinská, Adriena	104
Kučerová, Jana	32	Zuschin, Martin	25
Kuda, František	64	Žáček, Vladimír	151
Kuchovský, Tomáš	191	Živor, Roman	85
Kumpan, Tomáš	136		

KENOZOIKUM

CENOZOIC

MIDDLE PANNONIAN SUBLITTORAL OSTRACOD FAUNA FROM THE LOCALITY SOPRON (HUNGARY)



Peter Barna¹, Dušan Starek², Radovan Pipík³

¹ Department of Geology and Paleontology, Comenius University, SK-84215 Bratislava, Slovak Republic; e-mail: barnapeter85@gmail.com

² Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 1, SK Bratislava, Slovakia

³ Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Ďumbierska 1, SK-974 01 Banská Bystrica, Slovakia; e-mail: pipik@savbb.sk

Abstract

Dlhoveké panónske jazero bolo rozsiahlym vodným telesom, ktoré existovalo v strednej Európe počas vrchného miocénu. Dôsledkom izolácie jazera od mediteránnej oblasti sa v jazere vyvinula brakická endemická fauna. Paleontologické štúdiá sa zaoberali rozdielnymi ekologickými parametrami, ktoré mohli hrať úlohu v osídlení vodných biotopov. Tento príspevok je zameraný na vertikálnu distribúciu taxónov (druhov, rodov, čeľadi) v sublitorálnych ílovitých a prachovitých sedimentoch lokality Šoproň (47°40'51"N a 16°37'21"E), ktorá patrí do Šoproňsko-Eisenstadtskej panvy a korešponduje s maximálnou extenziou jazera a magnetostratigraficky datovaným intervalom C5n (11,04–9,78 mil. r.), biostratigraficky do biozóny *Lymnocyrdium soproniense* (Magyar et al. 2007). Porovnávali sme abundanciu jednotlivých rodov lastúrníček s litológiou a celkovým obsahom uhlíka (TC), obsahom organického uhlíka (TOC), obsahom inorganického uhlíka (TIC) a s obsahom CaCO₃.

The long-lived Lake Pannon was a huge water body, which existed during the Late Miocene in central Europe. As a result of lake's isolation from the Mediterranean a diversified brackish endemic fauna evolved in the lake. The paleontological studies have examined the different ecological parameters which could play a role in settlement of the water biotopes. This contribution is focused on vertical distribution of the taxa (species, genera, families) in the sublittoral clayey and silty deposits at the locality Sopron (47°40'51"N and 16°37'21"E) in the Sopron-Eisenstadt Basin and corresponding with maximal extension of the lake and dated magnetostratigraphically to interval C5n (11.04 to 9.78 Ma) and biozone *Lymnocyrdium soproniense* (Magyar et al. 2007). We compare the abundance of the ostracod individuals with lithology and total carbon (TC), total organic carbon (TOC), total inorganic carbon (TIC), and CaCO₃.

Material and methods

The samples with a thickness 1 cm were taken each 20 cm of the profile. Fifty grams were naturally dried in the laboratory and successively washed on sieve mesh 0.08 mm for quantitative micropaleontological analyses and study of the taxonomy, species composition and distribution of the taxa. Additionally, several grams of the original sample

were dried, homogenized and analyzed for the total carbon (TC), total organic carbon (TOC), total inorganic carbon (TIC) and CaCO₃.

Due a morphological similarity between the juvenile stages, mainly of the subfamily Candoninae, the quantitative analysis was performed only for the genera and families, separately for juveniles and adults.

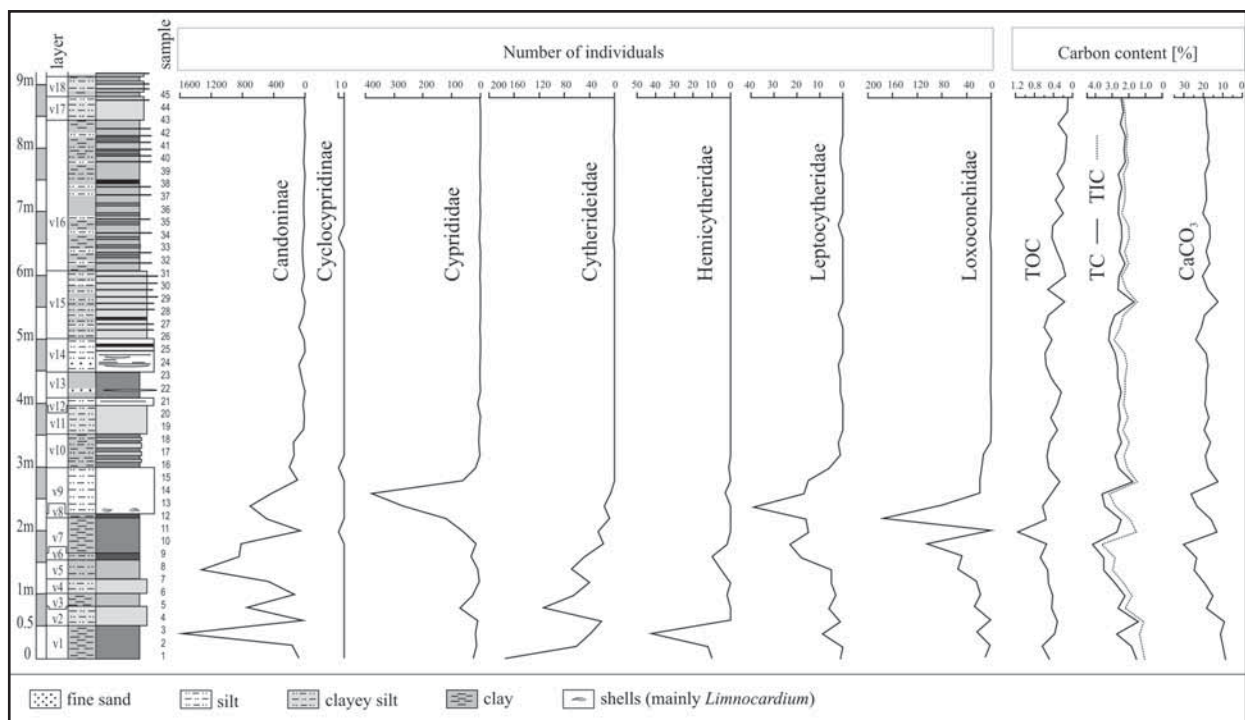


Fig. 1: Sedimentary facies at the outcrop Sopron, abundance of the preserved ostracod valves by family and content of total organic carbon (TOC), total carbon (TC), total inorganic carbon (TIC) and content of CaCO₃ in the deposits.

Results

Sedimentary environment

The sedimentary sequence reflects a part of a lacustrine–deltaic environment in which the delta deposits gradually prograded to the mud-rich sublittoral lake environment.

Mud deposition of grayish-blue to grayish-brown clay with variable content of silt, bioturbation, and dispersed macrofossil shells prevail in a lower part of the outcrop (0–4.5 m, samples 1–23, Fig. 1). Textural stratification is less frequent in this part of sequence.

Silt content gradually increases toward the up and thin rhythmic deposition of clay, silt and very fine sand is observed from 4.5 to 9.0 m (samples 24–45). The parallel lamination, current ripples, and small-scale graded bedding are common in thin silty and sandy beds. Bioturbation and carbonized remains of flora are also present. Above the sampled part (not shown on the Fig. 1), the silty and sandy rhythmic development is terminated by coarse-grained silts and sands with cross-bedding, current ripple bedding, scour-and-fill structures and erosional surfaces. Thin layers of fine-grained gravels, horizon with shell concentration as well as abundance of well preserved plant remains have been found. This part of sedimentary sequence suggests a deposition in distributary mouth bars and distributary channels of delta front within the action of the fair-weather wave base.

Distribution of the families

Candonidae are the most abundant family on the individuals and species in the deposits but a majority of *Candonidae* come from the subfamily *Candoninae* – *Camptocypria*, *Candona*, *Caspiocypris*, *?Cryptocandona*, *Lineocypris*, *Pontiella*, *Pseudocandona*, *Serbiella*, *Typhlocyprilla*, *Typhlocypris*. Only one genus of *Cyclocypridinae* – *Cypria* – has been identified with a rare occurrence in the deposits. An abundance of the *Candoninae* is the highest in a clayey sequence from 0.0 to 2.4 m with a maximum 1593 preserved juvenile and adult valves in a sample 3. Their abundance decreases noticeably in silty deposits.

Cyprididae are represented here by the brackish *Amplocypris*, *Herpetocyprilla* and mesohalophilic *Heterocypris*, of which only *Amplocypris* is abundant in a sandy layer v9.

Abundance of *Cytherideidae* (genus *Cyprideis*) decreases from 175 preserved valves in the sample 1 to 0 in the sample 15, and above this interval their occurrence is sporadic and abundance does not exceed two preserved individuals.

Hemicytheridae, represented here by fossil brackish *Hemicytheria*, have the highest abundance in clay with a maximum 43 valves in a sample 3. They do not occur in the silty sequence.

Leptocytheridae, represented here by brackish *Amnicythere* and *Euxinocythere*, are minor family in the clayey sequence from 0.0 to 1.4 m. They attain a maximum abundance in a sample 13 (39 preserved valves), but their abundance in the silty sequence is low (1–2 individuals).

Loxoconchidae, represented here by brackish *Loxoconcha*, *Loxocauda* and *Loxocorniculum*, are abundant in a clayey sequence, mainly between the samples 9–15, with a maximum in sample 12 (179 preserved valves). Above, in a silty part with higher dynamic of water environment, their occurrence is only occasional.

Carbon content

It shows higher variability in the clayey sequence from 0.0 to 2.4 m than in silty sequence. TOC has a maximum content in clay sample 11 (1.16 %), but generally it displays a trend to decrease towards the up. CaCO_3 attains its minimal (8.67 %) and maximal (30.25 %) content in clayey sequence and its content is approximately stable in a silty sequence. TIC and TC show similar trends.

Conclusion

The ostracods occur along the outcrop but a number of the preserved ostracod juvenile and adult valves is significantly higher in the lower clayey sequence (from 0.0 to 2.4 m), than in the upper silty sequence (from 4.5 to 9.0 m). It seems a presence of the ostracod was independent on the carbon content and their abundance in the water environment was influenced by dynamics and a depth of the water environment.

Acknowledgement

This work was supported by the APVV agency (project APVV-0109-07).

Reference

Magyar, I. – Lantos, M. – Ujszaszi, K. – Kordos, L. (2007): Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. – *Geologica Carpathica*, 58, 277–290.

ORIENTAČNÍ STANOVENÍ RECENTNÍ MÍRY DENUDACE FLYŠOVÉHO PÁSMÁ VNĚJŠÍCH ZÁPADNÍCH KARPAT NA PŘÍKLADU POVODÍ BYSTRĚČKY VE VSETÍNSKÝCH VRŠÍCH

Preliminary assessment of a recent denudation rate of the Flysch Belt of Outer West Carpathians – Case study: Bystřička River catchment in Vsetínské Hills

Ivo Baroň¹, Vít Baldík², Martina Fiferňová³

¹Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien; e-mail: ivo.baron@geologie.ac.at

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

³Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha; e-mail: martina.fiferňova@geology.cz

(25–23 Rožnov pod Radhoštěm)

Key words: Outer West Carpathians, flysch rocks, dam sediments, erosion, denudation

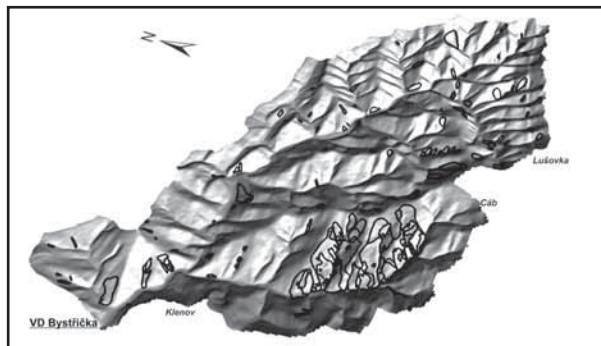
Abstract

Dating and quantifying of denudation rates is still quite difficult task for any terrestrial setting at a local scale. We realized a rough analysis of recent denudation rate within a small catchment of the Bystřička River in the Czech part of the Flysch Belt of Outer West Carpathians near Vsetín by balancing the dam clastic sediments with the area of the catchment above. The recent denudation rate of the flysch rocks within the catchment is assumed to be between 0.0821 mm and 0.0287 mm per year. However, we must respect a fact that we omitted many important factors and unknowns and thus, the results are just an estimation.

Úvod

Datování a kvantifikace míry denudace je doposud pro jakoukoliv konkrétní terigenní oblast v lokálním měřítku poměrně složitou záležitostí. Je to především kvůli absenci či minimálnímu výskytu datovatelných sedimentů na povrchu datovaných povrchů a terénních úrovní a tedy omezené uplatnitelnosti přímých datovacích metod. Dalším důvodem je obtížné balancování úbytku hmoty s materiálem deponovaným v rozsáhlých a málo prozkoumaných depozičních prostředích. V Západních Karpatech se omezovalo datování stáří povrchu terénu převážně na nepřímé morfostratigrafické metody (např. Lukniš 1964, Mazúr 1963, Petrválská 2009), v krasových územích s dostupnými datovatelnými sedimenty v různých jeskynních úrovních pak na sporadické paleomagnetické stanovení stáří příslušných horizontů reliéfu (Kadlec et al. 2003). V případě flyšového pásma Vnějších Západních Karpat je situace ještě mnohem méně uspokojivá. Je zde uváděno několik zarovnaných povrchů (denudačních úrovní), přičemž jejich stáří bylo odvozeno pouze na základě nepřímých pozorování a srovnání s jinými horskými celky a pánvemi (Unucka 2003). Hypotézu zarovnaných povrchů ve své práci mírně zpochybnil Bíl (2002). Stejněmu autorovi se v jiné práci (Bíl et al. 2004) podařilo kvantifikovat plošnou míru denudace díky datování stáří neovulkanitů u Uherského Brodu, které utuhly pod zemským povrchem a které se nyní nachází na povrchu. Přitom znalost současné míry eroze je nejen zajímavou teoretickou otázkou, ale má i důležitý praktický dopad na udržitelný management krajiny a vodních zdrojů (Kučera – Palíková 2009). V době recenzního řízení předloženého článku byla publikována práce Pánka et al. (2010), uvádějící minimální a maximální mechanickou denudaci v Moravskoslezských Beskydech stanovenou na základě kvantifikace sedimentární výplně holocenních hrazených sesuvných jezer.

Předložená studie prezentuje prvotní výsledky orientační analýzy recentní míry denudace flyšových Karpat ve Vsetínských vrších pomocí balancování úbytku materiálu v povodí s jeho akumulací v tomtéž povodí na příkladu Bystřičky nad přehradním dílem (obr. 1).



Obr. 1: Šikmý 3D náhled DMR povodí Bystřičky nad přehradní nádrží s vyznačenými svahovými deformacemi (zdroj: Zabaged, databáze ČGS).

Fig. 1: 3D view of a DTM of the Bystřička river basin with marked landslides (source: Zabaged, database of Czech Geological Survey).

Charakteristika studované oblasti

Vodní dílo (dále VD) Bystřička na toku Bystřička bylo vybudováno v letech 1908 až 1912 pro ochranu území pod nádrží před povodněmi. Je první a jedinou z plánovaných nádrží, které byly projektovány v povodí Vsetínské Bečvy pro napájení Průplavu dunajsko-oderického. V roce 1997 se na VD Bystřička vyskytla povodeň s kulminačním průtokem o velikosti ca 100leté povodně, při které byla dosažena max. hladina v nádrží. V roce 2004 proběhlo vypuštění a rekonstrukce VD Bystřička, jehož součástí bylo i zjištění objemu a základních parametrů klastických sedimentů deponovaných v nádrží po dobu

Parametr	Hodnota
Plocha povodí nad přehradním profilem S	65 km ²
Průměrné roční srážky	940 mm
Celkový objem sedimentů v nádrži V	491 000 m ³
Doba sedimentace ΔT	1912–2004 (92 let)
Pórovitost n	62–68 %

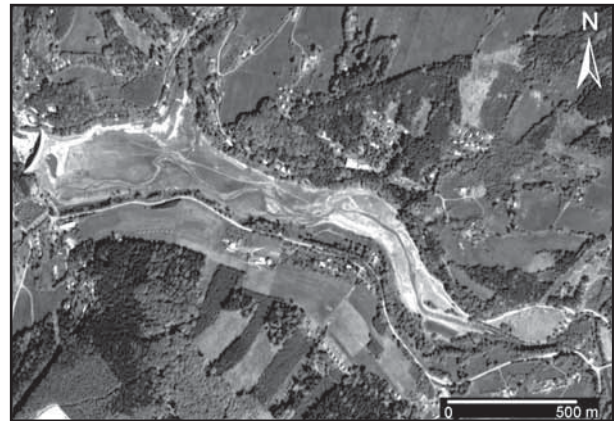
Tab. 1: Přehled základních parametrů studie (dle analýzy GIS a Aquatis 2004).

Tab. 1: Overview of the input data for the study (after: analysis of GIS and Aquatis 2004).

její existence (tab. 1). Plocha povodí nad přehradním profilem činí 65 km² s průměrným ročním úhrnem srážek 940 mm. V průběhu 92 let provozu nádrže docházelo k postupnému usazování splavenin, které byly do nádrže přinášeny korytem Bystřičky a Lhotským potokem (obr. 2 a 3). Nánosy byly uloženy v celém rozsahu zátopy, přičemž v konci vzdutí dosáhly sedimenty takové mocnosti (3 až 5 m), že došlo ke zkrácení vodní plochy nádrže o ca 400 m. Mocnost sedimentů v údolním dně nádrže kolísala v rozmezí 1,5 a 5 m (Aquatis 2004).

Geologický podklad povodí Bystřičky patří k račanské jednotce magurské skupiny příkrovů v rámci flyšového pásma Západních Karpat. Nejstarší sedimentární horniny jsou černé jílovce, prachovce a pískovce rajnochovického souvrství (barrem–cenoman). V jejich nadloží se v turonu až campanu ukládaly červené oceánské vrstvy – převážně jílovcové kaumberské souvrství. V campanu až paleocénu převládla hrubě rytmická turbiditní sedimentace soláňského souvrství s převahou biotitových pískovců a v z. části vápnatých pískovců. Od paleocénu do středního eocénu se obnovila sedimentace červených oceánských vrstev v rámci belovežského souvrství, následovaná hrubě rytmickým flyšem zlínského souvrství, který můžeme členit na facii pískovcovo-slepencovou, s převahou pískovců a s převahou prachovitých jílovců (Bubík et al. 2007). Celkově jsou flyšové horniny račanské jednotky s různým podílem jílovců, prachovců, pískovců a slepenců málo odolné vůči zvětrávání a erozi.

Současný reliéf povodí byl v kvartéru modelován především intenzivním působením exogenních činitelů (Bubík et al. 2007). V chladných obdobích svrchního pleistocénu se akumulovaly písčité šterky teras jednotlivých toků, které byly druhotně nabohaceny hlinitou frakcí vzniklou rozpadem flyšových hornin. V pleistocénu a holocénu docházelo k ukládání sedimentů výplavových kuželů, které byly následně částečně erodovány. V mladší části posledního glaciálu a na počátku holocénu docházelo k akumulaci písčitých až šterkovitých fluvialních sedimentů, které vyplňují spodní části koryta hlavního toku Bystřičky. V holocénu se ukládaly deluviofluvialní písčito-prachovité sedimenty s valouny a úlomky hornin, tvořící materiál výplavových kuželů v bočních údolích a strmých toků s občasným průtokem. Plošně významným sedimentem jsou deluvialní sedimenty, utvářející se zřejmě od pleistocénu až do současnosti. Charakteristickým geodynamickým jevem v okolí vodního díla Bystřička jsou sesuvy, zemní proudy, erozní rýhy, ale také skalní říčení, které zásadně ovlivňují celkovou denudaci terénu.



Obr. 2: Letecké ortofotografie výplně přehradní nádrže Bystřička (zdroj: aplikace GoogleEarth).

Fig. 2: Airborne orthophotograph of the Bystřička dam deposits (source: GoogleEarth).



Obr. 3: Fotografie výplně horní části přehradní nádrže Bystřička (foto: J. Hrabovský 2004).

Fig. 3: Photo of the Bystřička dam deposits (photo by: J. Hrabovský 2004).

Metodika

Podstatou analýzy byla úvaha, že objem materiálu usazeného za určitou konkrétní dobu v prostoru vodní nádrže přibližně odpovídá objemu materiálu erodovaného za přibližně stejnou dobu výše v povodí. I když se jedná jen o velmi hrubou úvahu, která opomíjí složitost časoprostorových vztahů mezi zvětráváním a erozí podloží na jedné straně, a transportu, sedimentace a redepozice klastických sedimentů v rámci povodí, přesto může studie přinést alespoň orientační objektivní data přispívající ke kvantifikaci recentní míry denudace v povodí.

Objem a vlastnosti materiálu usazeného v prostoru vodního díla za dobu jeho existence byly stanoveny v účelové studii Aquatisu (tab. 1, Aquatis 2004). Plocha povodí nad vodní nádrží pak byla stanovena z digitálního modelu reliéfu ZABAGEDu v prostředí ArcGIS. Hrubý odhad mocnosti sneseného materiálu z plochy povodí vychází z jejího vztahu k objemu sedimentu v nádrži:

$$V = H \cdot S$$

kde: **V** je objem sedimentu v nádrži

H je mocnost denudovaného materiálu

S je plocha povodí

Výsledky

Základními parametry studie byly tedy mimo zjištěvanou mocnost ročního denudovaného materiálu (H_D) plocha povodí nad přehradním profilem (S), celkový objem sedimentů v nádrži (V), doba sedimentace (ΔT) a pórovitost sedimentu (n) (tab. 1).

Mocnost materiálu (H), uloženého po dobu existence nádrže (ΔT) a přepočteného na plochu povodí nad nádrží (S) tedy byla:

$$H = V/S = 7,55 \text{ mm}$$

což odpovídá ročnímu množství denudovaného materiálu:

$$H_{D(\max)} = H/\Delta T = 0,0821 \text{ mm} \quad (\text{nebrána v potaz pórovitost sedimentu}).$$

Pokud pak vezmeme v potaz průměrnou pórovitost sedimentu v nádrži (n), pak bude minimální mocnost sneseného materiálu z povodí za rok:

$$H_{D(\min)} = H_{D(\max)} * (1 - n/100) = 0,0287 \text{ mm}$$

Diskuze a závěr

Výsledná přepočtená mocnost sedimentované hmoty na plochu povodí nad vodní nádrží Bystřička za rok byla 0,0821 mm a výsledná mocnost sedimentované hmoty bez pórů na plochu povodí za rok byla 0,0287 mm, což vede k velmi hrubému odhadu **denudace terénu v povodí Bystřičky 28,7–82,1 m/milion let**. Výsledek však zcela ignoruje odnos nejjemnějších částic v suspenzi a v roztočích vně povodí. Rovněž nebyla brána v potaz pórovitost původních podložních hornin račanské jednotky. Kromě výše zmíněného bude pro jakoukoliv extrapolaci do delších časových geologických horizontů rovněž nutno výsledek korigovat i vzhledem k paleoenvironmentálním změnám v oblasti, hlavně drastickým změnám klimatu v kvartéru a s nimi spojenými změnami srážkových úhrnů a vegetačního krytu. Ty totiž zásadně ovlivňují denudační procesy v oblasti: intenzitu / charakter zvětrávání, povrchové eroze a intenzitu svahových pohybů.

Přesto se námi získaný výsledek řádově poměrně dobře shoduje s výsledky práce, kterou publikoval Bíl et al. (2004). Ten totiž stanovil na základě anizotropie magnetické susceptibility, analýzy reflektivity vitrinitu a K/Ar datování sarmatských vulkanických hornin míru denudace v bělokarpatské jednotce na 1400 m od sarmatu (ca před 12 milionů let), což činí 102–127 m/milion let. Také minimální průměrná denudace povodí v pohorích flyšového pásma Vnějších Západních Karpat stanovená Pánkem et al. (2010) na základě lineární míry sedimentace v holocenních sesuvných hrazených jezerech a jejich radiokarbonovým datováním se pohybovala v rozmezí 2,5 a 13,4 mm.ky⁻¹. I tento údaj velmi dobře koreluje s našimi daty ze současnosti, přičemž bohužel rovněž nebere v potaz únik materiálu z povodí v podobě suspenze a roztoků solí. Předložená studie položila několik zajímavých otázek k dalšímu výzkumu eroze flyšových pohoří v nejmladší geologické minulosti.

Poděkování

Děkujeme M. Bubíkovi za kritické pročtení a připomínky k rukopisu.

Studie byla provedena v rámci projektu GAČR TOP/08/E014: Kvantifikace výzdvihu a eroze v Západních Karpatech a přilehlém Českém masivu ve vztahu k transportu sedimentů do aktivních sedimentárních pánví.

Literatura

- Aquatis (2004): VD Bystřička – odstranění nánosů z nádrže – projektová dokumentace. – MS. Průvodní zpráva, archiv Aquatis Brno a povodí Moravy, a. s., pobočka Valašské Meziříčí.
- Bíl, M. (2002): The identification of neotectonics based on changes of valley floor width. – *Landform analysis*, 3, 77–85.
- Bíl, M. – Krejčí, O. – Franců, J. – Hrouda, F. – Přichystal, A. (2004): Approximation of the missing eroded sediments in the Bílé Karpaty Unit (Outer West Carpathians). – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*. Geographical Commission of Cracow Branch of Polish Academy of Sciences, 38, 58–66.
- Bubík, M. – Adamová, M. – Baroň, I. – Gilíková, H. – Kašperáková, D. – Kolejka, V. – Krejčí, O. – Havlín Nováková, D. – Pecina, V. – Poul, I. – Skupien, P. – Stráník, Z. – Švábenická, L. – Vít, J. (2007): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, 25-233 Valašská Bystřice. – MS ČGS, 75 str. Praha.
- Kadlec, J. – Pruner, P. – Chadima, M. (2003): Magnetostratigraphy of sediments preserved in caves in the Nizke Tatry Mts. and correlation with the Vah River terrace system. – *Geoph. Res. Abst.*, 5 (03499).
- Kučera, A. – Palíková, M. (2009): Analysis of erosion factors of Ostravice basin (water tank Šance) based on specific pedological and geological properties using GIS: development of methodology. – *Beskydy*, 2, 1, 39–50.
- Lukniš, M. (1964): Pozostatky starších povrchov zarovňavania reliéfu československých Karpát. – *Geografický časopis*, 16, 3, 289–299.
- Mazúr, E. (1963): Žilinská kotlina a príhlé pohoria (Geomorfológia a kvartér). – SAV, 184 str. Bratislava.
- Pánek, T. – Smolková, V. – Hradecký, J. (2010): Reconstruction of a Holocene average catchment denudation from the landslide-dammed lakes in the OuterWestern Carpathians. – *Geophysical Research Abstracts*, 12, EGU General Assembly 2010, Vienna.
- Petrvalská, A. (2009): Vývoj názorov na vznik a genézu zarovnaných povrchov Západných Karpát. – *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 2009, 2, 64–77.
- Unucka, J. (2003): Vybrané problémy geomorfologie Vsetínských vrchů. – *Geomorfologický sborník*, 2, 195–203.

INTERPRETACE CHEMICKÉHO SLOŽENÍ TĚŽKÝCH MINERÁLŮ V SEDIMENTECH Z ŘEKY HODONÍNKY

Interpretation of chemical composition of heavy minerals in stream sediments of the Hodonínka river

David Buriánek

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

(24–12 Letovice)

Key words: heavy minerals, chemical composition, provenance, stream sediments

Abstract

Heavy minerals represent a good tool for determination of the source area of stream sediments. Studied sediment derived from upper part Hodonínka river drainage area contain the following mineral association: garnets + amphiboles + Al_2SiO_5 minerals + ilmenite (content of other minerals is below the 6 vol. %). The studied part of the Hodonínka river drainage area is located in the rocks of the Polička Crystalline Complex, Moravian micaschist zone and Olešnice Unit of Moravicum. Chemical compositions of garnet, amphibole, ilmenite and staurolite from possible source rocks and studied river sediment show remarkable similarity. In the case of small and geologically simple drainage area of the Hodonínka river this method even allows to approximately quantify degree the share of the individual source rock types on the modal composition of the heavy minerals in the sediments.

Úvod

V současné sedimentární petrologii jsou velmi populární metody využívající chemické složení těžkých minerálů pro určení provenience studovaných sedimentů. Většina autorů se omezuje na pouhé konstatování přítomnosti minerálů, které jsou charakteristické pro určité horninové typy (Ehrmann – Polozek 1999). Pro některé minerály, jako jsou například granát nebo turmalín, existují diagramy umožňující na základě chemického složení identifikovat horninu nebo skupinu hornin, z nichž minerál pochází (Xie – Ding 2007, Čopjaková et al. 2005). Jiní autoři provádí srovnání zjištěného chemického složení minerálů s chemickým složením stejných minerálů v horninách, které považují za možný zdroj materiálu pro studované sedimenty (Acquafredda et al. 1997, Damiani – Giorgetti 2008). Na řadu otázek ale prozatím neznáme jednoznačnou odpověď. Mezi jedny z nejdůležitějších patří, zda můžeme kvantifikovat množství materiálů přinášejících z různých geologických jednotek?

Tento problém můžeme dobře studovat v podmínkách povodí malých říčních toků v oblastech, kde máme dostatečné znalosti o chemickém složení těžkých minerálů v předpokládaných zdrojových horninách. Velmi vhodnou modelovou oblastí je horní tok říčky Hodonínky na Českomoravské vrchovině. Petrografické složení hornin jednotlivých jednotek je poměrně podrobně zpracováno (např. Mísař et al. 1995) a pro řadu hornin jsou k dispozici údaje o chemickém složení minerálů, které je tvoří.

Metodika

Pro studium byl použit šlichový vzorek z aluviálního sedimentu toku Hodonínka. Tento tok leží na v. Českomoravské vrchoviny. Studovaný vzorek říčních sedimentů

byl lokalizován ssz. od Olešnice (GPS kordináty: y 607892 a x 1117826). Odběr a separaci těžkých minerálů provedli pracovníci družstva GEOMIN.

Odebíráno bylo 10 litrů nevytříděného aluviálního sedimentu ve dně toku do hloubky ca 30 až 40 cm. Obraný materiál byl ve vodním prostředí propírán a síťován na síť s velikostí ok 2 mm. Frakce < 2 mm byla odkalením zbavena jílovité složky a vyrýžována do „šedého“ šlichu. V laboratoři byly usušené koncentráty těžkých minerálů zrnitostně upraveny na síť s velikostí ok 0,15 mm. Koncentrát o zrnitosti 0,15–2 mm byl magnetickou separací za použití permanentního magnetu rozdělen na ferromagnetickou frakci (FME, obsahuje silně magnetické minerály), magnetickou frakci (MF, paramagnetické minerály) a nemagnetickou frakci (NF, diamagnetické a nemagnetické minerály). Následovala separace v těžkých kapalinách (bromoform, $r = 2,85 \text{ g/cm}^3$). Dále byly studovány průsvitné minerály NF a ilmenit. Identifikace minerálů a zjištění jejich množství se provádí pomocí polarizačního mikroskopu. Procentuální zastoupení vychází z mikroskopického určení 400 zrn těžkých minerálů.

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 ve Státním geologickém ústavu Dionýza Štúra v Bratislavě (operátor V. Kollárová). Krystalochemické vzorce ilmenitu jsou vypočteny na 6 kyslíků, staurolitu na 46 kyslíků a granátu na 12 kyslíků. Při vyhodnocení bylo pro amfiboly užito platné klasifikace Leake et. al. (1997) a trojmocné železo bylo počítáno metodou 13eCNK (Schumacher 1996). Použití zkratky minerálu jsou podle Kretze (1983).

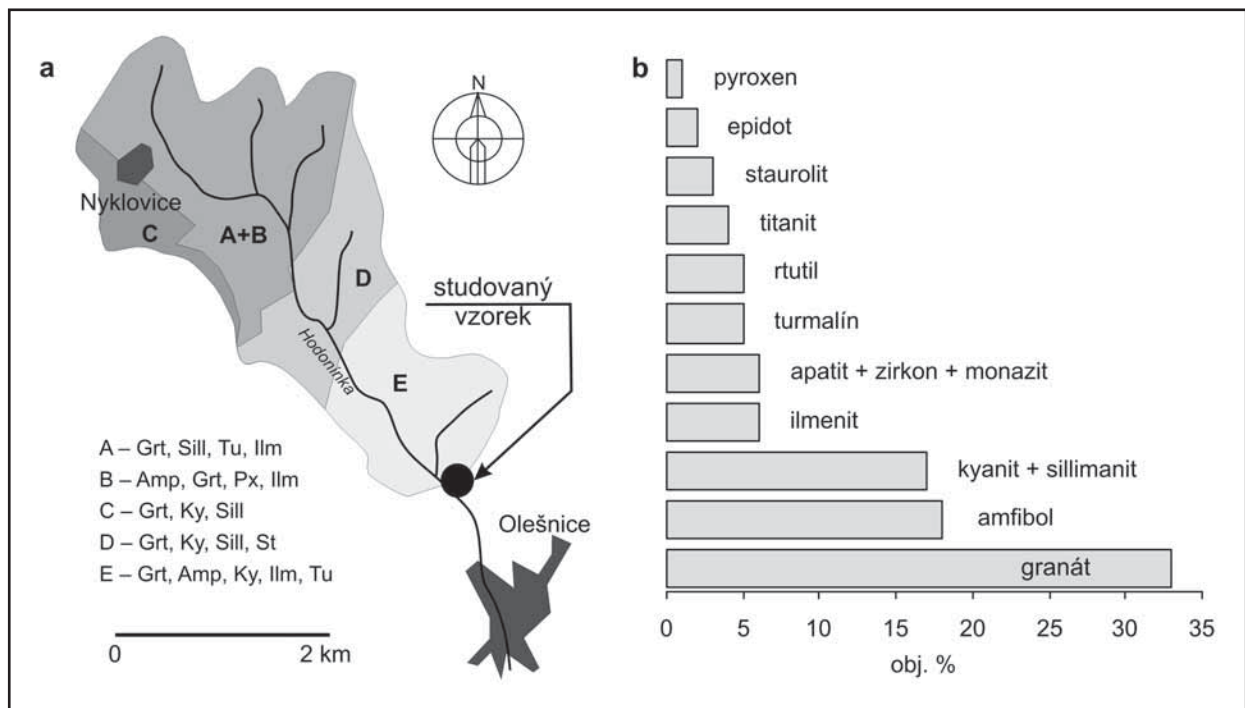
Pro porovnání byly podle archivních dat autora použity údaje publikované v pracích Štoudové (1998) a Tichého (1992).

Geologická a mineralogická charakteristika snosové oblasti

Říčka Hodonínka pramení u obce Nyklovice, protéká přes Olešnici a u Štěpánova nad Svatkou se vlévá do řeky Svatky. Zvolená oblast studia je jedinečná díky své morfologii a geologické pozici. Povodí je relativně malé, avšak zároveň protíná hranice mezi odlišnými geologickými jednotkami. Odebraný vzorek by měl obsahovat materiál z horního toku říčky Hodonínky v délce zhruba 6 km. První polovina této části toku protéká horninami poličského krystalinika. Zbývající část toku je situována na horninách moravika a svorové zóny (obr. 1a).

Část povodí budovaná horninami poličského krystalinika obsahuje granulity, muskovit-biotitické až biotitické ruly, amfibolity a v malém množství svory až svorové ruly. Tento materiál dotuje tok v délce přibližně prvních 3 km. Charakteristickou horninou jsou drobnozrnité biotitické až muskovit-biotitické pararuly s různou mírou především injekční migmatitizace se sillimanitem, granátem a někdy turmalínem. Místy se mohou objevit polohy svorových rul až svorů. Tyto horniny obsahují almandinový granát (Alm 58–79 mol. %) s nízkým obsahem Grs (0–12 mol. %) a mírnou převahou Prp (8–21 mol. %) nad Sps (1–26 mol. %). Ilmenit z rul a svorů obsahuje většinou méně než 6 mol. % (pouze vzácně se objevují ilmenity s obsahem až 12 mol. % pyrofanitové komponenty a do 2 mol. % geikilitové komponenty). Ve svorech může

být přítomen staurolit. Pro granulity je charakteristický almandinový granát (Alm 48–82 mol. %) s vysokým obsahem pyropové komponenty (13–43 mol. %), středním obsahem Grs (1–21 mol. %) a nízkým obsahem Sps (1–2 mol. %). Běžně se v nich vyskytuje kyanit i sillimanit. Poblíž granulitů také vystupují ortoruly, které někdy obsahují turmalín nebo granát (Alm₈₈₋₉₃ Sps₁₋₅ Pyr₂₋₅ Grs₂₋₃). Dále jsou v poličském krystaliniku zastoupeny amfibolity a vápenatosilikátové horniny. Oba horninové typy obsahují amfibol, pyroxen a někdy také granát. V některých amfibolitech se vyskytuje také ilmenit s obsahem 2–10 mol. % pyrofanitové komponenty a až 2 mol. % geikilitové komponenty. Granát (obr. 2) v amfibolitech nebo příbuzných horninách má složení (Alm₄₈₋₇₁ Sps₄₋₁₉ Pyr₅₋₁₅ Grs₆₋₂₈ Adr₀₋₄) a ve vápenatosilikátových horninách se vyskytuje granát s převahou grosulárové komponenty (Alm₆₋₁₈ Sps₁₋₈ Pyr₀₋₁ Grs₇₁₋₉₁ Adr₁₋₅). V amfibolitech se granát vyskytuje v asociaci s amfiboly cummingtonit-gruneritové řady. Většina amfibolů z vápenatosilikátových hornin a amfibolitů má složení odpovídající magnesiohornblendu (obr. 3a). Ve studované části krystalinika vystupují tělesa mramorů, v nichž se vyskytuje tremolit a diopsid. Ruly jsou proráženy až několika m mocnými žilami pegmatitů, které někdy obsahují turmalín a granát. V řadě hornin poličského krystalinika se jako akcesorické minerály běžně vyskytují apatit, monazit, xenotim, zirkon, rutil a titanit.



Obr. 1: Pozice studovaného vzorku a rozsah snosové oblasti (a) a podíl hlavních těžkých minerálů (bez magnetitu) ve studovaném vzorku (b). Schéma geologických jednotek je upraveno podle Mísaře et al. (1995): A – ruly a svory poličského krystalinika, B – amfibolity a vápenatosilikátové horniny poličského krystalinika, C – granulity a ortoruly poličského krystalinika, D – svory moravské svorové zóny, E – svory a amfibolity moravika.

Fig. 1: Position of the studied sample and the range of the draining area (a) and proportion of main heavy minerals (without magnetite) in the studied sample (b). Sketch of geological units according to Mísař et al. (1995): A – gneisses and micaschist from the Polička Crystalline Complex, B – amphibolites and calc-silicate rocks from the Polička Crystalline Complex, C – granulites and orthogneisses from the Polička Crystalline Complex, D – micaschist from the Moravian micaschist zone, E – micaschist and amphibolite from the Olešnice Unit of Moravicum.

Ke svorům a rulám poličského krystalinika také řadíme horniny svorové zóny, protože chemické složení granátů a staurolitu je zde podobné jako chemické složení těchto minerálů ze svorů poličského krystalinika. Moravská svorová zóna zabírá asi 1 km délky toku.

Na dalších zhruba 2 km délky odvodňuje říčka oblast olešnické skupiny moravika. Převažují zde svory a biotitické pararuly, místy s granátem. Granáty z těchto hornin mají oproti granátům z poličského krystalinika vyšší obsahy almandinové komponenty (Alm 51–79 mol. %) a z ostatních komponent většinou převažuje Grs (7–28 mol. %) nad Prp (2–16 mol. %) a Sps (0–14 mol. %). V těchto horninách se vyskytuje kyanit a ilmenit. Dále jsou zde drobná tělesa kvarcitů, mramorů a amfibolitů. Ty však patrně nemají pro složení těžkého podílu zásadní význam. Mohou ovlivnit hlavně obsah amfibolů. Z mramorů může pocházet amfibol tremolit-aktinolitového složení a v malém množství může být přítomen obecný amfibol z amfibolitů.

Výsledky studia frakce těžkých minerálů v říčním sedimentu

Frakce průsvitných těžkých minerálů (+ ilmenit) ve studovaném vzorku obsahuje převahu granátu (33 obj. %), výrazně je také zastoupen amfibol (18 obj. %) a kyanit nebo sillimanit (17 obj. %). Minerály jako turmalín, ilmenit, rutil a titanit jsou zastoupeny v obsazích od 6 do 4 obj. %. Ostatní minerály (epidot, staurolit nebo pyroxen) jsou zastoupeny v obsazích mezi 1–3 obj. % (obr. 1b). Ve ferromagnetické frakci těžkých minerálů naprosto dominuje magnetit.

Mezi granáty (tab. 1) převažují dvě skupiny (obr. 2). Obě se vyznačují převahou almandinové komponenty (83–43 mol. %). V prvním případě (typ I) jde o granáty, které zároveň mají vyšší obsahy Prp (20–46 mol. %) a Grs (6–28 mol. %) komponent a obsah Sps komponenty je do 1 mol. %. Druhý typ granátů se vyznačuje obvykle nižšími obsahy Prp (10–30 mol. %) a vyššími obsahy Sps (1–12 mol. %) komponenty. Třetí typ granátů se vyznačuje převahou spessartinové komponenty (42–48 mol. %) a čtvrtý typ (pouze jedno zrno má vysoký obsah grosulárové komponenty, 40 mol. %).

Ilmenity ze studovaného vzorku mají poměrně homogenní chemické složení. Obsahují do 4 mol. % pyrofanitu a do 1 mol. % geikielitu. Chemické složení amfibolů většinou odpovídá magnesiohornblendu a méně je zastoupen tschermakit. Naprosto chybí amfiboly tremolit-aktinolitové řady. Zrna staurolitu mají poměrně homogenní chemické složení ($Fe/(Fe+Mg) = 0,16–0,19$; $Al = 17,6–18,0$ apfu).

Interpretace provenience těžkých minerálů ve studovaném vzorku

Studovaný vzorek zahrnuje snosovou oblast dvou geologických celků, a to poličského krystalinika (sem

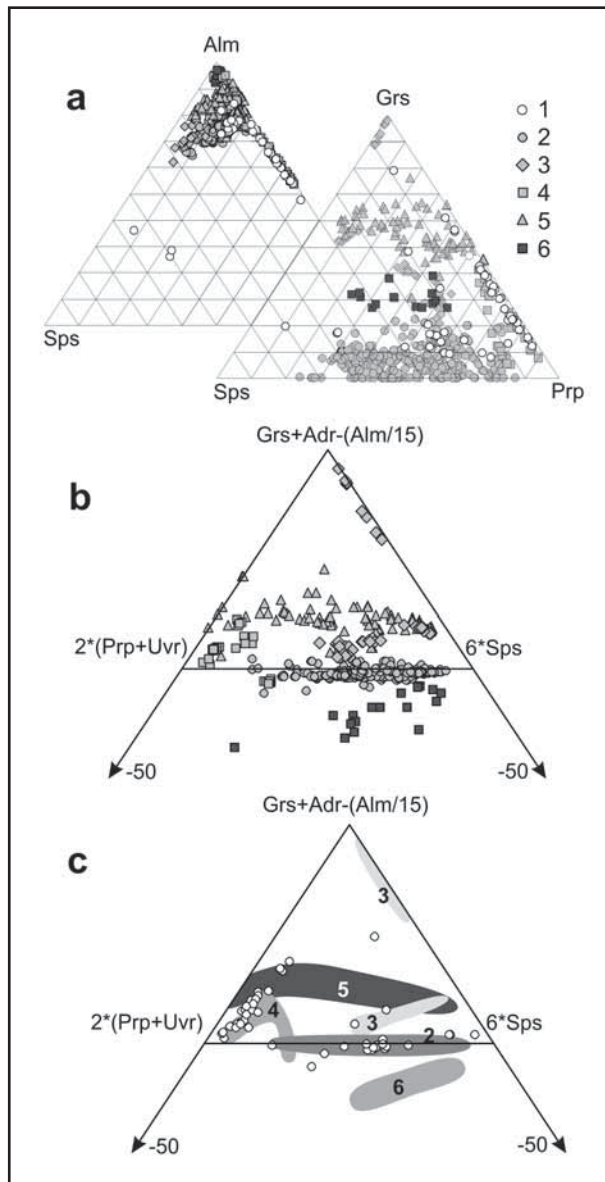
Vzorek	5_1	5_2	5_3	5_4	5_5	5_6	5_7	5_8	5_10
SiO ₂	39,41	37,94	38,01	39,82	37,80	39,30	39,58	37,75	38,76
TiO ₂	0,00	0,00	0,03	0,04	0,05	0,12	0,07	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	22,03	21,72	21,32	22,20	21,29	22,04	22,06	21,18	21,82
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04
FeO	26,78	32,40	32,16	25,79	36,20	22,43	23,46	13,71	25,72
MnO	0,71	2,36	3,37	0,55	1,19	0,52	0,49	21,27	0,53
MgO	7,84	4,27	4,13	8,26	3,22	5,31	7,70	1,74	4,17
Na ₂ O	0,02	0,04	0,04	0,02	0,06	0,03	0,03	0,09	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	3,35	1,32	0,92	4,27	0,47	10,12	7,22	4,79	9,85
Total	100,22	100,05	99,99	100,96	100,28	99,87	100,66	100,62	100,97
Si ⁴⁺	3,021	3,000	3,019	3,021	3,016	3,019	3,013	3,009	3,001
P ⁵⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti ⁴⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T - site	3,021	3,000	3,019	3,021	3,016	3,019	3,013	3,009	3,001
Al ³⁺	1,991	2,024	1,995	1,986	2,001	1,995	1,979	1,990	1,991
Cr ³⁺	0,005	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002
Ti ⁴⁺	0,000	0,000	0,002	0,002	0,003	0,007	0,004	0,005	0,003
Y ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
B - site	1,995	2,024	1,998	1,989	2,004	2,002	1,986	1,996	1,999
Fe ²⁺	1,745	2,185	2,165	1,654	2,449	1,477	1,494	0,923	1,666
Mn ²⁺	0,046	0,158	0,227	0,035	0,080	0,034	0,032	1,436	0,035
Mg ²⁺	0,896	0,503	0,488	0,934	0,383	0,608	0,874	0,207	0,482
Ca ²⁺	0,276	0,112	0,079	0,347	0,040	0,833	0,589	0,409	0,817
Na ⁺	0,004	0,009	0,010	0,004	0,015	0,007	0,007	0,021	0,000
A - site	2,967	2,967	2,969	2,975	2,968	2,959	2,996	2,996	2,999
Alm	59	74	73	56	83	50	50	31	55
Andr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Grs	9	4	3	12	1	28	20	14	27
Prp	30	17	17	31	13	21	29	7	16
Sps	2	5	8	1	3	1	1	48	1
Uv	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. 1: Chemické složení granátů z říčních sedimentů.

Tab. 1: Chemical composition of garnet from stream sediments.

řadíme i moravskou svorovou zónu, kterou na základě složení granátů nemůžeme od poličského krystalinika odlišit) a moravika. Dvě třetiny plochy povodí zabírají horniny poličského krystalinika společně s moravskou svorovou zónou.

Porovnáním plošného rozšíření jednotlivých horninových typů a obsahů těžkých minerálů v těchto horninách se můžeme pokusit odhadnout, které minerály by měly v těžkém podílu převažovat. Z tohoto odhadu vychází, že ve studovaném sedimentu by měl převažovat granát nad amfibolem. Tělesa amfibolitů jsou ve srovnání s rozsahem ostatních hornin malá. Může být také přítomen diopsid. Staurolit bude přítomen jen v zanedbatelném množství nebo bude zcela chybět. Výrazně by měl být zastoupen ilmenit a rutil, které jsou ve většině hornin v akcesorickém množství přítomny. Hojně by měly být zastoupeny kyanit a sillimanit. V chemickém složení amfibolů by měl dominovat obecný amfibol (magnesiohornblend až tschermakit) a v určitém množství by měl být přítomen také tremolit. Mezi granáty by měl převažovat granát z rul a svorů poličského krystalinika a moravské svorové zóny. Poměrně



Obr. 2: Diagramy a/ Sps – Grs – Prp, Sps – Alm – Prp; b–c/ $2^*(Prp + Uv) - Grs + Adr - (Alm/15) - 6^*Sps$ pro granáty ze studovaných sedimentů a možných zdrojových hornin. Legenda: 1 – studovaný vzorek, 2 – ruly a svory poličského krystalinika a svory moravské svorové zóny, 3 – amfibolity a vápenatosilikátové horniny poličského krystalinika, 4 – granulit poličského krystalinika, 5 – svory a amfibolity moravika, 6 – ortoruly poličského krystalinika.

Fig. 2: a/ Plots Sps – Grs – Prp, Sps – Alm – Prp; b–c/ $2^*(Prp + Uv) - Grs + Adr - (Alm/15) - 6^*Sps$ for garnets from studied sediment and possible source rocks. Explanation: 1 – studied sample, 2 – gneisses and micaschist from the Polička Crystalline Complex and micaschist from the Moravian micaschist zone, 3 – amphibolites and calc-silicate rocks from the Polička Crystalline Complex, 4 – granulites from the Polička Crystalline Complex, 5 – micaschist and amphibolite from the Olešnice Unit of Moravicum, 6 – orthogneisses from the Polička Crystalline Complex.

hojný by měl být granát z granulitů. Naopak granát v horninách moravika je rozmístěn značně nepravidelně a jeho zastoupení v sedimentech nemusí být vysoké. Některé z těchto předpokladů tato studie potvrdila.

Granát patří mezi minerály, které jsou pro provenienční studie nejvhodnější. Avšak granát je většinou

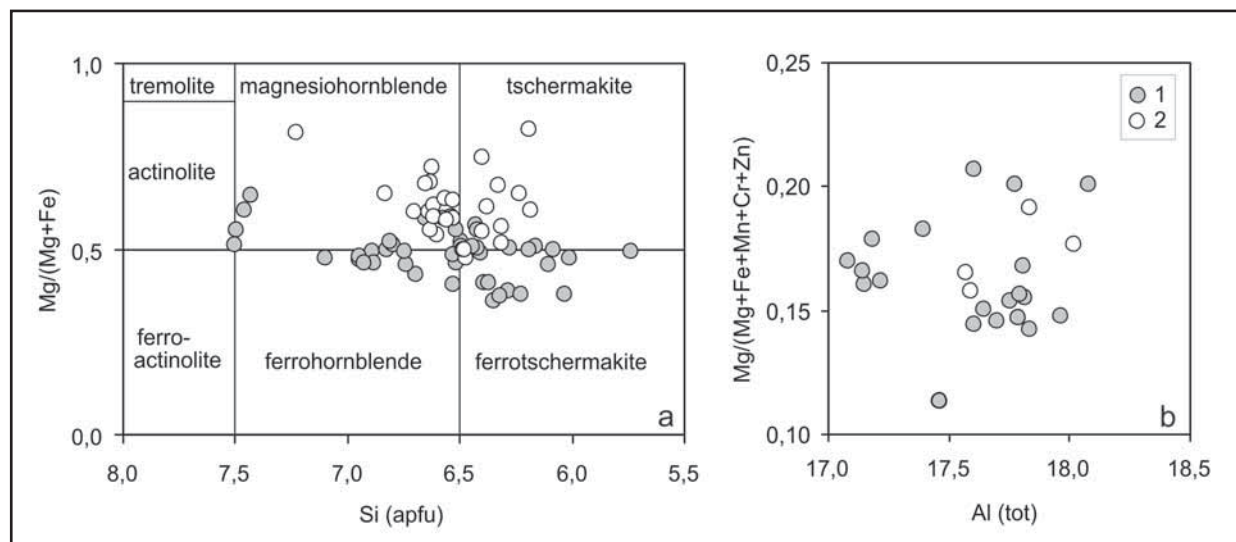
směsí tří až šesti koncových členů. Proto je často nutné zobrazovat chemické složení na dvou i více diagramech. Tato skutečnost často znesnadňuje jednoznačné srovnání jednotlivých vzorků, protože trojúhelníky zobrazují vztah pouze mezi třemi koncovými členy. V takových diagramech se často překrývají pole chemického složení granátu z různých horninových typů (obr. 2a). Velký problém také představuje zonálnost granátů. Okraj zrna granátu má často velmi odlišné složení ve srovnání se středem. V sedimentech nacházíme jen fragmenty z různých částí granátových zrn. Mnohdy mohou mít dva fragmenty ze stejného krystalu značně odlišné chemické složení. Tuto situaci do určité míry řeší trojúhelníkový diagram $2^*(Prp+Uvr) - Grs+Adr-(Alm/15) - 6^*Sps$ (obr. 2b–c). Jeho nespornou výhodou je, že zobrazuje vztah mezi všemi hlavními komponentami v běžných granátech. Tento diagram byl vytvořen tak, aby co nejlépe zobrazoval rozdíly mezi granáty z jednotlivých horninových skupin na studovaném území. Většina rozdílů, způsobených zonálností granátových zrn, je potlačena a granáty z jednotlivých horninových typů se koncentrují do skupin, které jsou protaženy v podobě trendových linií (obr. 2c). V tomto diagramu se podařilo většinu zrn granátů přiřadit k některé z možných zdrojových hornin. Zhruba 40 % těchto granátů může pocházet ze svorů a rul poličského krystalinika nebo svorové zóny a asi 14 % může pocházet z hornin moravika. Překvapivé je, že přibližně 40 % zrn granátů pravděpodobně pochází z granulitů poličského krystalinika a asi 6 % pochází z pegmatitů a aplitů (patrně opět z poličského krystalinika). Granát z ortorul poličského krystalinika nebyl zjištěn.

Chemické složení ilmenitu velmi dobře odpovídá chemickému složení ilmenitu ze svorů a rul poličského krystalinika. Avšak zhruba polovina studovaných zrn může pocházet také z amfibolitů poličského krystalinika.

Chemické složení amfibolů (obr. 3a) je poměrně široké a při vyhodnocení výsledků nebyly k dispozici údaje z amfibolitů v moraviku. Přesto zhruba polovina zrn ze studovaných vzorků odpovídá chemickému složení amfibolu z amfibolitů poličského krystalinika. Velmi zajímavá je naprostá absence amfibolů tremolit-aktinolitové řady, které by se v této oblasti měly běžně vyskytovat vzhledem k výskytu řady drobných těles mramorů a vápenatosilikátových hornin.

Také databáze chemického složení staurolitů ze zdrojových hornin není kompletní. Navíc chemické složení staurolitů ze svorů poličského krystalinika a moravské svorové zóny je velmi podobné. Zjištěné chemické složení staurolitu ale dobře koreluje s chemickým složením staurolitu z předpokládaných zdrojových hornin (obr. 3b).

Chemické složení těžkých minerálů tedy v malých povodích poměrně dobře odráží geologickou stavbu snosové oblasti. Avšak i na takto malé ploše povodí říčky Hodonínky nemůžeme na základě procentuálního zastoupení jednotlivých typů granátů přesně odhadovat plošný rozsah horninových typů ve snosové oblasti. Takové odhady jsou jen přibližné a bývají ovlivněny řadou vedlejších faktorů, jako je například stupeň zvětrání jednotlivých horninových typů nebo přítomnost starších sedimentů.



Obr. 3: a/ Klasifikační diagram a/ Si – Mg/(Mg + Fe) (Leake et al., 1997) pro amfiboly; b/ diagram Al – Mg/(Mg + Fe + Mn + Cr + Zn) pro staurolity ze studovaného sedimentu (1) a možných zdrojových hornin poličského krystalinika a svory moravské svorové zóny (2).
 Fig. 3: a/ Classification plot Si – Mg/(Mg + Fe) (Leake et al., 1997) for the amphiboles; b/ plot for staurolites from studied sediment (1) and possible source rocks from Polička Crystalline Complex and Moravian micaschist zone (2).

Jako velmi zajímavé se ukázalo srovnání výsledků interpretace chemického složení granátů s výsledky získanými pro jiné minerální skupiny. Bohužel tyto interpretace velmi často naráží na skutečnost, že chemické složení minerálů z jednotlivých geologických jednotek je velmi podobné a v klasifikačních diagramech se překrývá. Přesto kombinace více typů minerálů umožňuje komplexněji hodnotit přínos z různých horninových typů. Typickým příkladem jsou amfibolity. V poličském krystaliniku obsahují amfibolity granát jen vzácně, a to v asociaci s amfiboly cummingtonit-gruneritové řady. Díky tomu tento typ granátu a s ním asociované amfiboly nebyly ve studovaném vzorku sedimentů vůbec zjištěny. Avšak chemické složení amfibolů a do určité míry i ilmenitů můžeme interpretovat jako důkaz, že amfibolity bez granátů ovlivnily složení těžkého podílu sedimentů poměrně výrazně.

Výsledky interpretace provenience těžkého podílu z recentního říčního sedimentu přinesly řadu zajímavých podnětů pro další studium. Překvapivé je například vysoké zastoupení granátů z granulitů nebo nepřítomnost amfibolů tremolit-aktinolitového složení. Tyto odlišnosti oproti očekávanému složení těžkého podílu mohou souviset například s odlišnou morfologií terénu. V oblasti výskytu granulitů jsou větší výškové rozdíly než v ostatních částech snosové oblasti. Vyloučen není ani vliv eroze starších říčních sedimentů bohatých na materiál z této oblasti. Konečně určitý vliv může mít také vytržení zrn během fluvialního transportu.

Závěry

Chemické složení těžkých minerálů bývá využíváno pro provenienční studie různě starých sedimentárních komplexů. Spolehlivost těchto výsledků však většinou není možné ověřit. Pro testování této metody bylo zvoleno poměrně malé a geologicky jednoduché povodí říčky Hodonínky, která se nachází ve v. části Českomoravské vrchoviny. Studovaný sediment obsahoval poměrně pestré spektrum těžkých minerálů, mezi nimiž dominovala minerální asociace: granát + amfibol + minerály Al_2SiO_5 + ilmenit (obsah ostatních minerálů byl pod 6 obj. %).

Chemické složení granátů v případě drobných povodí s jednoduchou geologií odráží zastoupení horninových typů ve snosové oblasti. Použitím vhodných diagramů dokonce můžeme kvantifikovat zastoupení granátů různých kontrastních horninových typů. Zjištěné procentuální zastoupení jednotlivých typů granátů však nemusí přesně kopírovat plošné rozšíření dané horniny. Tyto odlišnosti mohou mít řadu příčin a často odráží morfologii terénu a odlišnou odolnost jednotlivých zdrojových hornin vůči erozi. V mnoha případech to může být důsledek eroze reliktních starších zvětralin a sedimentů (například říční terasy), které překrývají podložní krystalické horniny.

Poděkování

Autor děkuje Z. Táborskému za kritické přečtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu GACR205/06/1431 (Model látkové bilance těžkých kovů a radiogenních elementů v oblasti malých povodí kolem nádrže Vír) a úkolu ČGS č. 390000.

Literatura

- Acquafredda, P. – Fornelli, A. – Piccarreta, G. – Summa, V. (1997): Provenance and tectonic implications of heavy minerals in Pliocene–Pleistocene siliciclastic sediments of the southern Apennines, Italy. – *Sed. Geol.*, 113 (1–2), 149–159.
- Čopjaková, R. – Sulovský, P. – Paterson, B. A. (2005): Major and trace elements in pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahaný Uplands, Bohemian Massif. – *Lithos*, 82 (1–2), 51–70.
- Damiani, D. – Giorgetti, G. (2008): Provenance of glacial-marine sediments under the McMurdo/Ross Ice Shelf (Windless Bight, Antarctica): Heavy minerals and geochemical data. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260, 1/2, 262–283.
- Ehrmann, W. – Polozek, K. (1999): The heavy mineral record in the Pliocene to Quaternary sediments of the CIROS-2 drill core, McMurdo Sound, Antarctica. – *Sed. Geol.*, 128, 3/4, 223–244.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *Amer. Mineral.*, 68, 277–279.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, C. E. S. – Birch, W. D. – Gilbert, M. C. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Kisch, H. J. – Krivovichev, V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandarino, J. A. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock, N. M. S. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. – *Amer. Mineral.*, 82, 9/10, 1019–1037.
- Mísař, Z. – Nekovářík, Č. – Zelinka, P. (1995): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, 24-12, Letovice. ČGS, Praha.
- Schumacher, J. C. (1996): The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. – *Can. Mineral.*, 34, 238–246.
- Štoudová, S. (1998): Kontrastní PT a strukturní vývoj granulitové megabudiny a okolních metapelitů: poličské krystalinikum, východní okraj Českého masivu. – MS, PřF UK, 64 str. Praha.
- Tichý, M. (1992): Inverzní metamorfóza v severním křídle svratecké klenby. – MS, PřF UK, 52 str. Praha.
- Xie, J. – Ding, Z. 2007: Compositions of heavy minerals in Northeastern China sandlands and provenance analysis. – *Science in China Series D: Earth Sciences*, 50 (11), 1715–1723.

LIMONITOVÁ MINERALIZACE V NĚMČICKÉM KRASU

The limonite mineralization in NĚmčice Karst

David Buriánek, Vít Baldík, Roman Novotný

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

(24–23 Protivanov)

Key words: Devonian limestones, limonite mineralization, metasomatism, fractures, faults

Abstract

Limonite occurrences are hosted by the Devonian limestones belonging to NĚmčice-Vratíkov belt. This belt can be interpreted as NNW–SSE trending tectonic slice between the granodiorites Brno massif and Lower Carboniferous Culm sediments. Mineralization is localized along faults in limestone and filling small caves belonging to the NĚmčice Karst. According to mineralogical and textural features are studied ores interpreted as product of limestones interaction with acid solutions generated during weathering of pyrite-rich Creatacerous sediments. Two main stages evolution can be recognized. During first stage circulate iron rich solutions along pre-existing narrow fractures and faults. Under reduction conditions crystallize pyrite and replaced of the host rock and fossils. During second oxidation stage was empty caves partially filling by limonite sometimes with small intercalations clastic sediments. During this stage limonite ore was partial silicificated and calcificated.

Úvod

Podél sv. okraje brněnského masivu se táhne od NĚmčic až k Vratíkovu poměrně úzký pruh devonských vápenců, které jsou postiženy intenzivní deformací. Tato deformace usnadnila zkrasování vápenců. V katastru obce NĚmčice jsou již poměrně dlouho známy podzemní prostory vzniklé kombinací starého důlního díla a krasových prostor. V tomto NĚmčickém krasu se v 19. století těžila železná ruda. Geneze tohoto zrudnění v dutinách devonských vápenců nebyla prozatím vyřešena. Většina názorů na tuto problematiku vychází z terénních pozorování (např. Sekanina 1950). Studium chemického složení rud přineslo nové poznatky důležité pro vytvoření modelu vzniku limonitového zrudnění.

Geologická pozice

Vápence v okolí NĚmčic náleží k úzkému vápencovému pásu v šířce někdy jen několika metrů, který se táhne při hranici mezi granodiority brněnského masivu a protivanovským souvrstvím dražanského kulmu (břidlice a droby). NĚmčicko-vratíkovský pruh (Chlupáč et al. 2002) představuje tektonické šupiny vápenců zavrásněné mezi brněnský masiv a dražanský kulm.

NĚmčické vápence bývají řazeny k ludmírovskému vývoji devonu. Pro tento vývoj je charakteristická nepřítomnost vulkanických hornin. Ludmírovský vývoj je považován za přechod mezi pánevním a platformním vývojem devonské sedimentace. Vrstevní sled začíná bazálními klastiky. V nadloží se ukládalo stínavsko-chabičovské souvrství reprezentované hlavně břidlicemi. Poté následovala karbonátová sedimentace s ekvivalenty macošského souvrství (vápence s korálovou a stromatoporoidovou faunou) a ekvivalenty líšeňského souvrství (hlubokovodní kalciturbidity a hemipelagické vápence). Po karbonátové

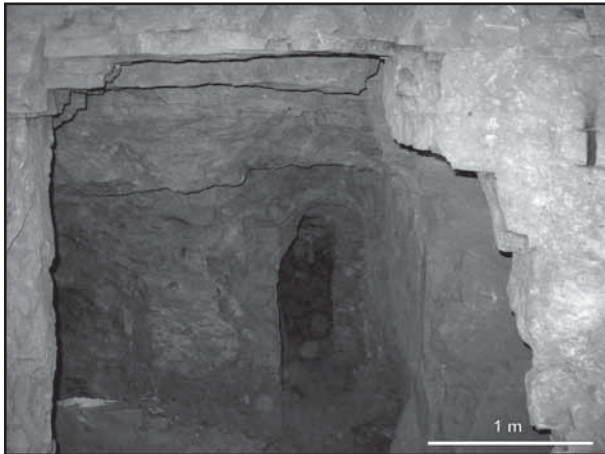
sedimentaci následují břidlice ponikevského souvrství (Kalvoda et al. 2002).

Rudy vyplňují krasové dutiny v tektonicky porušených devonských vápencích. Zrudnění je vázáno hlavně na tektonické poruchové pásmo sj. směru, které upadá pod strmými úhly (75–85°) k východu. Také krasové dutiny jsou protáhlé ve stejném směru a predisponované tektonicky. Původní vztah mezi krasovými dutinami a limonitovou mineralizací je dnes z velké části setřen v důsledku důlní činnosti. Místa jsou však dodnes ve většině krasových prostor patrné zbytky limonitových výplní nebo krust. Poté co byly dutiny částečně, nebo zcela vyplněny limonitem, probíhala v některých částech NĚmčického krasu sedimentace jílovitých a písčitých sedimentů. Zbylé volné prostory byly vyplněny krápníkovou výzdobou tvořenou bílým až průhledným kalcitem. Některé sintrové tvary jsou na okrajích zakončeny krystalovaným kalcitem.

Údaje o tomto zrudnění vychází především ze studia volných prostor NĚmčického krasu, které jsou pro veřejnost uzavřeny a dnes se využívají jako zdroj pitné vody pro okolní vesnice. Prostory byly zpřístupněny v důsledku propojení krasových dutin a důlních chodeb během 19. století. Těžba probíhala ve štolách sj. směru, které byly propojeny východozápadně orientovanými překopy (obr. 1). Šířka štol většinou nepřesahuje 2 m, avšak výška může dosáhnout i několika metrů. Tvar štol souvisí se způsobem těžby a tvarem rudních těles (Šrot – Turek 1952). Další studované vzorky pocházejí ze starých odvalů u hájenky Palenec.

Deformační vývoj

Ve štolách a přilehlém okolí jsou vápence intenzivně tektonicky postiženy. Polyfázová deformace a intenzita rozpukání vápenců výrazně ovlivnily charakter mineralizace.



Obr. 1: Štoly severojižního směru, které jsou propojeny východozápadně orientovanými překopy.

Fig.1: Galleries (N-S direction) with W-E cross cuts.

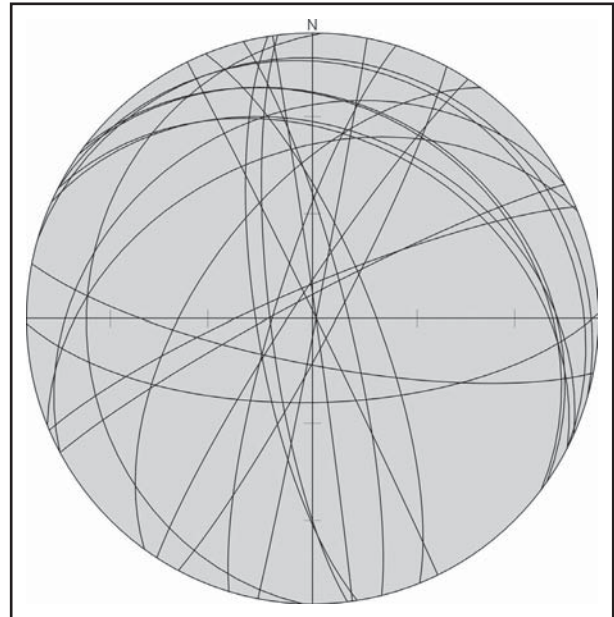
V okolí Valchova byly dokonce objeveny tenké šupiny devonských vápenců zavrásněné do biotitických granodioritů (Buriánek – Melichar 1997). V samotných štolách vápence indikují nejméně dvě výrazné deformační etapy. Vápence jsou postiženy starším a mladším typem kliváže. Během starší (D1) etapy byly vápence tektonicky inkorporovány do granodioritu v podobě šupin, které se ukláněly směrem k východu. Následně ohnutí vápenců do dnešní podoby probíhalo po plochách mladší kliváže, upadající k západu (D2). Podle asymetrických struktur docházelo po plochách kliváže k pohybu nadloží ve směru k SSV. Díky tomuto poměrně složitému deformačnímu vývoji má němčicko-vratíkovský pruh vrásou až násunovou stavbu (Melichar – Kalvoda 1997). Intenzita deformace a sklon ploch kliváže, případně vrstevnatosti, mohou být v různých částech pruhu rozdílné. Vrstevnatost ve štolách je zastřena kliváží. Jen vzácně je patrná a probíhá kose vůči kliváží. Rudonosné roztoky přednostně zatlačovaly vápence výrazně postižené kliváží. Vápence na stěně a stropě vstupního dómu jsou navíc zvrásněny (osa vrásy 105/39, obr. 2). K ohnutí vápenců došlo po plochách kliváže v důsledku mladší deformační fáze.



Obr. 2: Vstupní dóm s vrásou – osa vrásy 105/39.

Fig. 2: Entrance hall with fold – fold axis 105/39.

Hlavní poruchové pásmo, na něž je vázána mineralizace v Němčickém krasu, je orientováno v sj. směru



Obr. 3: Obloukový diagram puklin (Lambertova projekce na spodní polokouli).

Fig. 3: Diagram orientation of the joints (lower hemisphere of Lambert's projection).

a upadá k V (výrazný je například zlom 83/75 s lineací 180/28). Tyto směry kopírují i časté kalcitové žilky. Hlavní trendy směrů puklin můžeme vidět na obr. 3.

Rudní roztoky však také pronikaly podél celé řady mladších puklin, které mají odlišný směr než hlavní poruchové pásmo (např. 140/70, 336/18).

Některé zlomy jsou mladší než limonitová mineralizace. Zajímavým místem je „Dóm U Kaple“, kterým probíhá tektonická porucha (4/86) částečně vyhojená sintrem. Tento zlom porušuje sintrové náteky v horní části volného prostoru.

Metodika

Pro studium byly zvoleny vzorky rudniny ze starých odvalů a vzorky odebrané přímo v jedné ze šachet. Vzorky byly zvoleny tak, aby reprezentovaly odlišné genetické typy zrudnění.

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX100 v Brně (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, společné pracoviště Ústavu geologických věd PřF MU a České geologické služby) ve vlnově disperzním módu. Analýzy minerálů byly provedeny při urychlovacím napětí 15 kV, proudu svazku 10 nA. Hlavní prvky byly načítány na 10–20 s. Zkratky minerálů byly použity podle Kretze (1983).

Popis zrudnění

Zrudnění lze na základě jeho petrografie rozdělit na masivní a porézní. Vztahy mezi oběma typy limonitových rud se nepodařilo zjistit. Na základě dostupných údajů se zdá, že převažoval porézní limonit a méně často se vyskytovaly akumulace masivní rudy. Sekanina (1950) popsal dokonce i lebníkovité agregáty goethitu.

První typ zrudnění reprezentují vzorky ze starých odvalů u hájenky Palenec. Většinou se jedná o celistvou

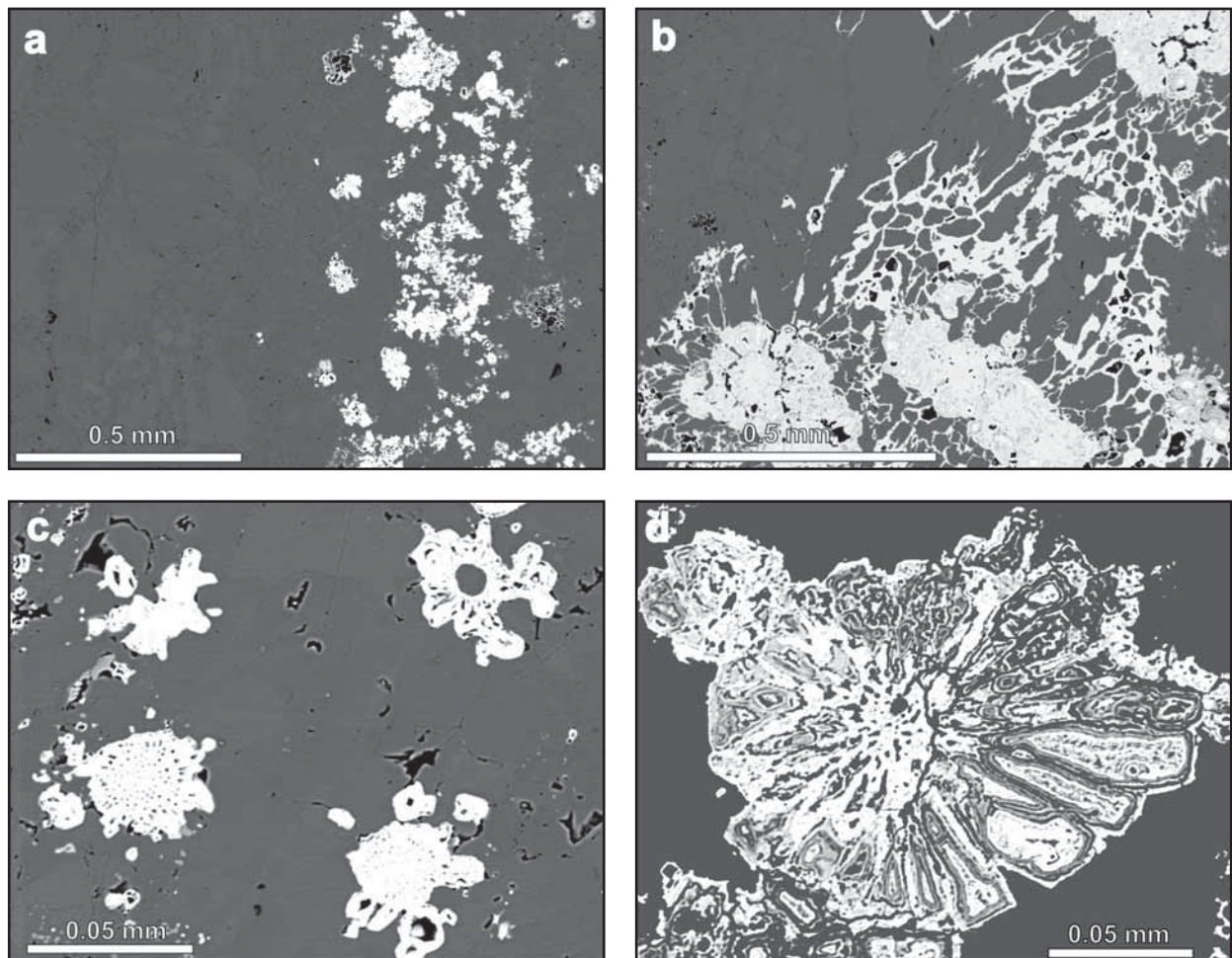
rudu mnohdy s lasturnatým lomem. Často je v rudách patrné zvrstvení, přičemž jednotlivé vrstvy bývají různě odolné proti zvětrávání. Tyto vlastnosti jsou dány intenzivní silicifikací vzorků. Někdy jsou patrné porézní polohy a místy rudy obsahují klastickou příměs. Klasy jsou poměrně vzácné a bývají uloženy v bazální limonitové matrix. Velikost klastů se pohybuje od jemného písku až po drobný šterk. Valounky o rozměrech maximálně několik mm jsou tvořeny jílovitými břidlicemi (patrně stínavsko-chabíčkovského souvrství) a mléčně bílým křemenem. Porézní varianty jsou vzácné, což může být dáno tím, že snadněji podléhají mechanickému rozpadu a navíc byly zřejmě i hlavním předmětem těžby.

Studovaný vzorek byl tvořen masivním zvrstveným limonitem. Jednotlivé vrstvy obsahují směs limonitu, křemene a jílových minerálů. Chemické složení limonitu kolísá $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 77,9\text{--}83,9$ hmot. %, $\text{SiO}_2 = 1,2\text{--}1,4$ hmot. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,4\text{--}0,7$ hmot. %, $\text{MnO} = 0,1\text{--}0,2$ hmot. %. Vzorek limonitu je postižen silicifikací. Kolmo k vrstvenatosti se nacházejí až 1 cm dlouhé dendrity tvořené směsí oxidů a hydroxidů Mn (tab. 1). Složení těchto dendritů je $\text{MnO} = 68,2\text{--}50,8$ hmot. %, $\text{FeO} = 2,8\text{--}13,8$ hmot. %, $\text{SiO}_2 =$

$0,3\text{--}0,5$ hmot. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,0\text{--}0,4$ hmot. %. Tato směs oxidů a hydroxidů manganu bývá označována jako psilomelan. Zajímavý je obsah až 8 hmot. % BaO v některých analýzách.

Dnes se limonitová ruda nachází ve štolách jen jako zbytky výplní kapes ve vápencích. Navíc je část prostor zaplavená a tedy nepřístupná. Na základě starších literárních pramenů si můžeme udělat představu o charakteru zrudnění předtím, než bylo vytěženo. Šrot – Turek (1952) popsali zrudnění jako několik dm mocné paralelní polohy oddělené deskami vápenců bez zrudnění. Při těžbě byly rudní polohy odstraněny a zůstaly zachovány jen desky (žebra) vápence ve stropích důlních chodeb. Zrudnění často přednostně postihuje tektonicky výrazně deformované vápence s nižším obsahem jílových minerálů. Limonit většinou voštinovitě zabíhá do vápenců a hranice s vápencí je neostrá a nepravidelná. Pórovitý limonit je téměř vždy více či méně impregnován kalcitem. Kalcit tvoří povlaky a drobné krystalky ve většině dutin těchto limonitů. Mnoho dutin v limonitu i v okolním vápenci je protaženo souhlasně s foliací těchto vápenců.

Pro studium druhého typu rud (porézní limonit) byl zvolen kontakt mezi vápencí a limonitovým zrudněním



Obr. 4: Limonitové pseudomorfózy po pyritu nebo karbonátech ve vápencích: (a) hranice mezi vápencem a metasomatickou zónou, (b) síť mladších limonitových žilek kolem limonitových pseudomorfóz po pyritu nebo karbonátu ve vápenci, (c) agregáty pyritu pseudomorfované limonitem, (d) agregát karbonátů pseudomorfovaných limonitem.

Fig. 4: Limonite pseudomorphs after pyrite or carbonates in the limestones: (a) boundary between limestone and metasomatic zone, (b) net of the limonite veinlets around limonite pseudomorph pyrites or carbonates in the limestone, (c) aggregates pyrite are pseudomorphed by limonite, (d) aggregate carbonates are pseudomorphed by limonite.

minerál	kalcit	kalcit	limonit	limonit	psylomelan
číslo	64	75	68	70	20
CaO	55,49	56,29	0,90	1,02	0,13
FeO	0,07	0,26	72,66	73,04	2,84
MgO	0,18	0,21	0,07	0,04	0,00
SrO	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	0,00	0,04	1,33	0,85	0,27
P ₂ O ₅	0,03	0,00	0,64	0,37	0,35
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	7,82
MnO	0,21	0,20	0,40	0,15	68,23
ZnO	0,03	0,03	0,00	0,07	0,00
SO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	56,08	57,06	75,99	75,56	79,63

Tab. 1: Chemické složení vybraných minerálů (hmot. %).

Tab. 1: The chemical composition of selected minerals (wt. %).

(obr. 4a). Ve výbrusu je patrné zatlačování karbonátu limonitem podél intergranulár (obr. 4b). Zároveň jsou na hranici mezi limonitem a vápencem až několik mm mocné polohy tvořené pseudomorfózami po pyritu a po karbonátech bohatých železem (obr. 4c a 4d). Velmi vzácný bývá nález původního pyritu uvnitř některých pseudomorfóz (relikty jsou příliš drobné pro přesnou analýzu elektronovou mikroskopem). Někdy je kolem větších pseudomorfóz patrná síť limonitových žilek o mocnosti 5 až 20 μm lemující jednotlivá kalcitová zrna (obr. 4b). Chemické složení všech strukturních typů limonitů je velmi podobné (tab. 1). Obsahy Fe₂O₃ se pohybují v rozmezí 81 až 89 hmot. %. Obsahy ostatních příměsí jsou nízké (SiO₂ = 0,9–1,4 hmot. %, CaO = 0,4–1,1 hmot. %, P₂O₅ = 0,9–0,5 hmot. %, MnO = 0,2–0,6 hmot. %). Lokálně jsou zřejmé drobné dutiny lemované rekrystalovaným a chemicky poměrně čistým kalcitem (tab. 1). Uvnitř dutin se někdy vyskytují pseudomorfózy po karbonátech bohatých železem a vzácně také jemně zrnitý apatit. Vápence v okolí zrudnění jsou částečně rekrystalované. Rekrystalovaný kalcit je chemicky poměrně čistý (MgO = 0,01–0,18 hmot. %, MnO = 0,01–0,21 hmot. % a FeO = 0,03–0,07 hmot. %). Kalcity z vápenců nepostížených touto rekrystalizací vykazují mírně vyšší obsahy zmíněných oxidů MgO (0,01–0,40 hmot. %), MnO (0,04–0,20 hmot. %) a FeO (0,04–0,26 hmot. %).

Diskuze

Sekanina (1950) předpokládal, že ložisko vzniklo metasomatickou reakcí vápenců s železitými roztoky bohatými kyslíkem. Při těchto reakcích vznikal limonit nebo karbonáty bohaté železem. Tyto rudy byly později postiženy silicifikací, která souvisí s intenzivním zvětráváním.

Nová studie potvrdila většinu starších pozorování (Šrot – Turek 1952, Sekanina 1950) a podporuje závěry publikované Sekaninou (1950). Vývoj této mineralizace však je poněkud komplikovanější, než jak ho tento autor popsal.

Limonit ve vápencích tvoří výplně dutin, nepravidelná hnízda a žilky. Zrudnění velmi často preferuje intenzivně deformované partie vápenců. Mnohdy je patrné, jak pórovitý limonit laločnatě zatlačuje vápenc, přičemž někdy limonit tvoří pseudomorfózy po železem bohatých karbonátech (siderit, ankerit?) a pyritu. Tyto pseudomorfózy jsou však zřetelné pouze u zrn uzavřených ve vápenci.

Pórovitý ani masivní limonit, který tvoří většinu zrudnění, žádné pseudomorfózy neobsahuje. Tento limonit často nese známky krystalizace z koloidních roztoků. Místa je patrné, že během vzniku limonitu docházelo k rekrystalizaci vápenců na kontaktu s rudními roztoky. Na mnoha místech je kalcit mladší než limonit. Chemicky poměrně čistý kalcit krystaluje v dutinách limonitu a velmi vzácně se společně s ním objevuje apatit. Někdy byly limonity druhotně postiženy silicifikací. Silicifikované limonity mohou obsahovat klasty křemene a břidlic. To vše naznačuje polyfázový vývoj této mineralizace.

První fáze

Během první fáze vznikal ve vápencích pyrit. Některé limonitové pseudomorfózy naznačují, že původní pyrit (obr. 4c) přednostně zatlačoval fosilie (amfipyry, korály?). Pyrit mohl vzniknout několika značně odlišnými procesy: (i) mohl být rozptýlen přímo ve vápenci, (ii) vznikl jako produkt hydrotermální mineralizace, (iii) vznikl reakcí vápenců s výrazně kyselými roztoky produkovanými v důsledku zvětrávání nadložních hornin.

(i) Pyrit bývá v devonských vápencích přítomen, avšak jen jako relativně vzácný akcesorický minerál. Vzniká v anoxickém prostředí během sedimentace karbonátů a při diagenézi rekrystaluje. Někdy dokonce tvoří pseudomorfózy po drobných fosiliích. Jeho zastoupení v karbonátech bývá velmi nízké, a proto je velmi nepravděpodobné, že by se nějak podstatně podílel na vzniku studovaných rud.

(ii) Možnost, že by pyrit vznikl jako produkt hydrotermální sulfidické mineralizace, se nabízí proto, že zrudnění je vázáno na výrazná poruchová pásma. V brněnském masivu nacházíme celou řadu drobných křemenných žil, které sulfidy obsahují. Navíc nedaleko od studované lokality byla ve vzorku deformovaných bazálních klastik devonu nalezena křemenná žilka s pyritem. Rozsah těchto mineralizací je ale nepatrný. Proto se patrně hydrotermální roztoky nemohly výrazně podílet na vzniku popisované mineralizace v devonských vápencích.

(iii) Tato možnost se zdá jako nejpravděpodobnější. Z geologické pozice Němčického krasu můžeme usuzovat, že během křídly byly vápencové výchozy překryty sedimenty cenomanu. Pro perucko-korycanské souvrství jsou charakteristické uhelné prachovce, které obsahují velké množství pyritu. Během terciéru byla většina sedimentů z této oblasti erodována, nejbližší se vyskytují v okolí Valchova. Dodnes v této oblasti nacházíme štoly, z nichž vytékají kyselé důlní vody, ze kterých se sráží limonit. Během intenzivního terciérního zvětrávání mohly být právě tyto sedimenty zdrojem výrazně kyselých roztoků, které pronikaly do tehdy formovaných krasových dutin a reagovaly s vápenci.

Působením chemických a biochemických reakcí během zvětrávání patrně docházelo k oxidaci sulfidů (pyrit, markazit) obsažených v uhelných lupcích. Vznikaly tak extrémně mineralizované vody s nízkým pH (Jambor et al. 2000). Tyto kyselé roztoky by snadno reagovaly s vápenci. Rozpouštění karbonátů v podmínkách Němčického krasu pravděpodobně poměrně rychle snížilo kyselost přicháze-

jících roztoků. Roztoky pronikaly po úzkých poruchových zónách, kde panovalo redukční prostředí. To, že se většinou jednalo jen o pukliny o šířce několik cm až dm indikují tvary rudních těles, které jsou úzké a paralelní s hlavními zónami tektonického porušení. Roztoky obsahovaly vysokou koncentraci některých rozpuštěných iontů, zejména vápníku, železa a manganu (Blowes et al. 2004).

V puklinách a velmi úzkých podzemních prostorech zřejmě panovaly podmínky, které jsou typické pro podzemní vody (Eh kolem 0,0 až -0,3 V a pH mezi 5–10). V takových podmínkách a při vysoké aktivitě železa se z roztoků na kontaktu s vápencem mohl srážet pyrit a to dokonce současně se sideritem (Hem 1960). Nemůžeme vyloučit ani vznik různých síranů, jako je například jarosit.

Druhá fáze

Během druhé fáze se změnila Eh–pH podmínky podzemních vod. Původně redukční podmínky se změnila na oxidační patrně v důsledku zvětšení podzemních prostor pokračujícím krasověním. Agregáty železem bohatých karbonátů a pyritu byly zatlačeny oxidy a oxyhydroxidy železa. Kolem limonitových pseudomorfóz uzavřených ve vápenci vznikala často síť mikroskopických žilek limonitu, které zatlačovaly zrna kalcitů podél intergranulárních puklin. Během této fáze byly patrně rozloženy všechny sírany a sulfidy, které se případně vysrážely během první etapy.

Ve větších dutinách patrně panovaly oxidační podmínky a tak se železo z roztoků vylučovalo jako oxidy, hydroxidy a oxyhydroxidy železa. Nejčastěji uváděným produktem srážení je ferrihydrit ($\text{FeOOH} \cdot 0,4\text{H}_2\text{O}$ s variabilním zastoupením vody). Zvrstvení některých vzorků a existence keříčkovitých agregátů psilomelanu indikují, že část rud sedimentovala jako kal tvořený koloidy Fe a Mn. Klastická sedimentace byla v této fázi vývoje jen velmi slabá. Ojedinele se objevují valounky drobného šterku uzavřené v limonitech. Jen vzácně byly společně s roztoky bohatými železem přinášeny i jílové minerály a koloidy Al. První fáze silicifikace patrně proběhla již v tomto stadiu vývoje mineralizace. Podle přítomnosti silicifikovaných

brekcí považoval Sekanina (1950) silicifikaci za mladší proces, který následoval až po vzniku limonitů. Tyto závěry se nepodařilo ověřit.

Třetí fáze

Během této fáze již vodní toky transportovaly do prostoru Němčických jeskyní pouze klastický materiál, který zaplnil některé volné prostory. Jedná se zejména o červené a žluté jíly, které se střídají s písčitymi a šterkovými polohami.

Tato teorie velmi dobře vysvětluje všechna pozorování. Část studovaného zrudnění mohla začít vznikat již při předkrídovém zvětrávání. Pro tuto etapu vývoje však nemáme žádné důkazy.

Závěr

Do prostor Němčického krasu se dostávaly kyselé roztoky bohaté železem, které vznikly při zvětrávání perucko-korycanských vrstev. Tyto roztoky infiltrovaly podél tektonických poruch a reagovaly s okolním vápencem za vzniku limonitu a lokálně i železem bohatých karbonátů a pyritu. První fáze tohoto procesu probíhala v redukčním prostředí. Drobné krystalky železem bohatých karbonátů a pyritu byly později během druhé fáze vývoje pseudomorfovány limonitem. V této mladší etapě vývoje se redukční charakter rudních roztoků změnil na oxidační v důsledku přístupu vzduchu. Tato změna byla způsobena intenzivnějším zkrasováním vápenců. Ve volných kavernách docházelo k sedimentaci jemného limonitového kalu a místy byly limonity dokonce postiženy silicifikací. Jen vzácně byl během tvorby limonitů do krasových dutin přinášán klastický materiál.

Poděkování

Autoři děkují za pomoc při určení pseudomorfóz tvořených limonitem B. Fojtovi a za posouzení těžkých minerálů v sedimentech krasových výplní J. Otavovi. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS, číslo 390003: „Geologické mapování brněnské aglomerace“.

Literatura

- Blowes, D. W. – Jambor, J. L. – Ptacek, C. J. – Weisener, C. G. (2004): *The Geochemistry of Acid Mine Drainage*. – Elsevier-Per-gamon, pp. 258. Oxford.
- Buriánek, D. – Melichar, R. (1997): Devonské vápence zvrásněné s granitoidy brněnského masivu v okolí Valchova. – Sborník II. semináře České tektonické skupiny, 50–51. Ostrava.
- Hem, J. D. (1960): Chemical equilibrium diagrams for ground-water systems. – Bull. International Assoc. Scientific Hydrology, 19, 45–53.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. – Academia, 436 str. Praha.
- Jambor, J. L. – Nordstrom, D. K. – Alpers, Ch. N. (2000): Metal-sulfate salts from sulfide mineral oxidation. – In: Alpers, Ch. N. – Jambor, J. L. – Nordstrom, D. K. – Ribbe, P. H. (eds): *Sulfate minerals – crystallography, geochemistry and environmental significance*. – Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 40, 303–350, Mineralogical Soc. of Am., Geochem. Soc., Washington.
- Kalvoda, J. – Melichar, R. – Bábek, O. – Leichmann, J. (2002): Late Proterozoic–Paleozoic Tectonostratigraphic Development and Paleogeography of Brunovistulian Terrane and Comparison with Other Terranes at the SE Margin of Baltica-Laurussia. – J. Czech. Geol. Soc., 47/3–4, 81–102.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – Amer. Mineralogist, 68, 277–279.
- Melichar, R. – Kalvoda, J. (1997): Strukturně-geologická charakteristika němčicko-vratíkovského pruhu. – Sborník II. semináře České tektonické skupiny, 51–52. Ostrava.
- Sekanina, M. (1950): K mineralogii němčických jeskyní. – Čs. kras, III, 204–211, Brno.
- Šrot, J. – Turek, M. (1952): Příspěvek k průzkumu němčických jeskyní. – Čs. kras, V, 241–247, Brno.

SPECTACULAR INSIGHTS INTO ESTUARINE TO SHALLOW MARINE SEDIMENTS OF THE KARPATIAN (LOWER MIOCENE) IN THE KORNEUBURG BASIN (LOWER AUSTRIA)



Stjepan Ćorić¹, Holger Gebhardt¹, Mathias Harzhauser², Babette Hengst³, Andrea Kern², Oleg Mandić², Reinhard Roetzel¹, Martin Zuschin³

¹Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, A-1030 Vienna, Austria; e-mail: stjepan.coric@geologie.ac.at

²Natural History Museum Vienna, Geological-Paleontological Department, Burgring 7, A-1010 Vienna, Austria; e-mail: mathias.harzhauser@nhm-wien.ac.at

³University of Vienna, Department of Paleontology, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Vienna, Austria; e-mail: martin.zuschin@univie.ac.at

Key words: Karpatian, Korneuburg Basin, marine fossils

The Korneuburg Basin in Lower Austria, about 18 km north of Vienna, is a ca 20 km long and at most 7 km wide asymmetric pull-apart basin formed within the Alpine-Carpathian thrustbelt during last Alpine movements in the Karpatian (late Early Miocene). During the construction of the S1 motorway south of Stetten a ca 1.8 km long section between the Tradenberg tunnel and the city of Korneuburg was geologically documented in detail (fig. 1). A flysch-elevation in the area of profile E (fig. 1) divides the section in an eastern (profiles A, F) and a western part (profiles G, D, D1, B, C1, C) causing an increasing number of faults in the Miocene sediments towards the

vicinity of the flysch. In the western part constantly 20° to 30° westward dipping marl, marly silts and fine to medium sands, in some parts with intercalations of lignite and coaly clay were cropping out, whereas in the eastern part the westward dipping of similar sediments is changing to an eastward nearby the flysch high.

Rich fossil content documents sedimentation in mudflats, coastal swamps and shallow sublittoral settings within an estuary.

Autochthonous Lower Miocene nannofossils represented by stratigraphical important forms like *Helicosphaera ampliapertura* Bramlette et Wilcoxon, 1967,

H. carteri (Wallich 1877) Kamptner 1954, *Reticulofenestra excavata* Lehotayova, 1975, *Sphenolithus cf. heteromorphus* Deflandre 1953, indicating nannoplankton Zone NN4 (Martini 1971).

The mollusc fauna documents changing environmental conditions along the sampled transect. Nearby terrestrial habitats and fresh-water influence are indicated by planorbids, hydrobiids and *Melanopsis impressa*. An enormous biodiversity with more than 650 taxa was documented from these paleoenvironments, allowing also precise climatic reconstruction from palynologic data: within subtropical climatic conditions intertidal to very shal-

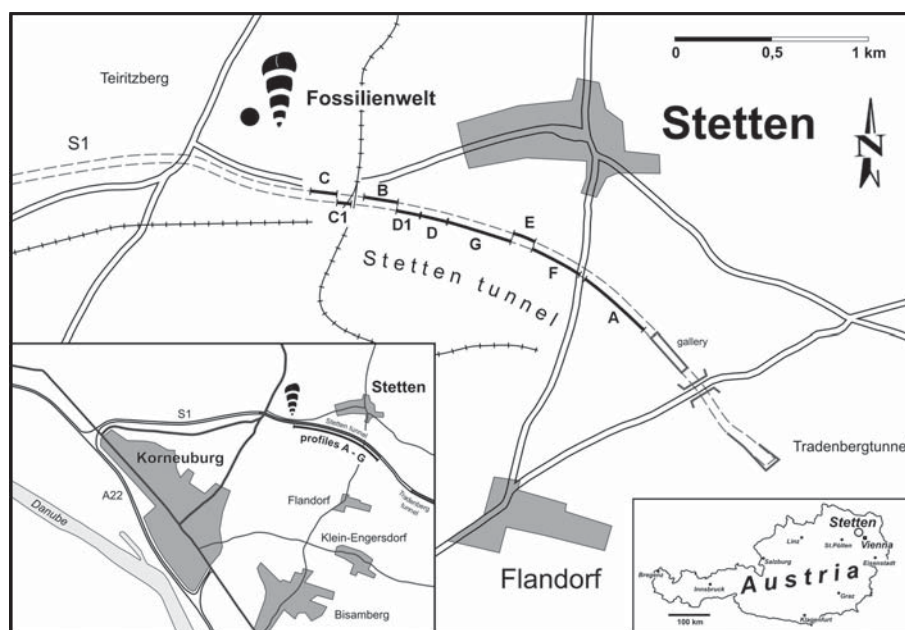


Fig. 1: Position of the investigated sections (A–G) in the Korneuburg Basin. The new project of the Vienna Museum (NHM) “Fossilienwelt” is indicated.

low subtidal marine environments and brackish water with *Agapilia pachii*, *Granulolabium plicatum*, *Terebralia bidentata*, *Crassostrea gryphoides*, and *Perna aquitanica*; whereas deeper subtidal and fully marine conditions are documented by *Turritella*, *Nassarius*, *Anadara*, muricid gastropods, or venerids.

Foraminiferal assemblages are dominated by benthic foraminifera and document brackish to shallow marine paleoenvironments. Most frequent genera are *Ammonia*, *Aubignyna* and elphidiids. Quiet water assemblages are indicated by higher portions of *Caucasina* and *Nonion*. The found assemblages enable us to trace sea level changes within the sections. They correspond largely to those described earlier by Rögl (1998).

A complete measurement by hand-held gamma-log spectral analysis detected throughout the succession prominent, highly significant periodicities with stratigraphic distance ranging from 12 m to 25 m, which have been interpreted as 21-kyr-precession signal. This indication for astronomical forcing allows further discussion of a reliable age-model for this section of the Korneuburg Basin.

References

- Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – In: Proceedings of the II Planktonic Conference. Ed. Tecnoscienza, 739–785. Roma.
- Rögl, F. (1998): Foraminiferenfauna aus dem Karpat (Unter-Miozän) des Korneuburger Beckens. – In: W. Sovis and B. Schmid (Eds.): Das Karpat des Korneuburger Beckens, Teil 1. Verein zur Förderung der Paläontologie, 123–173. Wien.

GEOMORFOLOGICKÝ VÝZKUM ÚDOLÍ OPAVY V OKOLÍ NOVÝCH HEŘMINOVŮ V ROCE 2009

Geomorphological research of the Opava River Valley in the surroundings of the village Nové Heřminovy in 2009

Tadeáš Czudek

Čápkova 19, 602 00 Brno

(15–31 Bruntál)

Key words: tectonic controlled Opava River Valley, planation surfaces, taluses, fluvial terraces

Abstract

The rectangular bend of the Opava River Valley at the SE margin of the village Nové Heřminovy in the Nížký Jeseník Upland developed at the crossing of important tectonic lines. In the SW–NE direction, the Opava River Valley is very likely rift controlled. At least six river terraces, extensive periglacial taluses (mainly at the foot of steep valley sides), as well as denuded (downworn) pre-Pliocene weathering front of the summit planation surface are typical in the described area. The amount of Pleistocene progressive lowering of the summit part of the landscape can be assumed to be 15–20 m.

Úvod

Jednou z významných geomorfologických zajímavostí v Nížkém Jeseníku je, kromě Oderské kotliny (s mocností spodnobadenských mořských sedimentů až 266,30 m – Jurková 1977), Fulnecké kotliny (do jejíž východní části zasáhl pleistocenní kontinentální ledovec), vulkanických tvarů Velkého Roudného (780,1 m), Malého Roudného (771,4 m), Uhlířského vrchu (671,8 m), pravoúhlého ohybu údolí Odry u Nových Oldřůvek a průlomového úseku údolí Opavy u Děhylova, bezesporu pravoúhlý ohyb údolí řeky Opavy při jv. okraji obce Nové Heřminovy v Brantické vrchovině. Kromě tohoto ohybu údolí vzbuzují ve studovaném území pozornost také velká šířka údolí a údolního dna, rozsáhlé úpatní akumulace a říční terasy. Zajímavé je také málo denudačních plošin na rozvodních částech terénu. To spolu s meziúrodnými hřbety a izolovanými elevacemi pomáhá při řešení geneze vrcholové úrovně zarovnaného povrchu. Nejvyšším místem území je Rudná (636,0 m) 1,7 km jz. od obce Kunov, nejnižším místem 362 m n. m. v nivě Opavy v jz. části obce Zátor, místní části Loučky. Výzkum v roce 2009 navázal na dřívější práce pro přehlednou geomorfologickou mapu v měř. 1 : 200 000 a uskutečnil se v území znázorněném na listech Základní mapy ČR 1 : 10 000 15–31–03 a 15–31–04 (sz. část mapy 1 : 25 000 15–312 Horní Benešov). Celou oblast tvoří horniny hornobenešovského souvrství spodního karbonu (kulmu) s převahou drob.

Vrcholová úroveň reliéfu krajiny

Vrcholovou úroveň reliéfu krajiny tvoří převážně různé široké hřbety. K nim se druží izolované vyvýšeniny. Poměrně zřídka se na rozvodích vyskytují malé erozní plošiny. Tyto tvary se nacházejí v různé nadmořské výšce. Relativní výškové rozdíly mezi blízkými meziúrodnými hřbety nebo hřbety a plošinami překračují místy 30–40 m.

Povrch terénu vrcholové úrovně krajiny je tedy značně členitý a jsou na něm jen kvartérní, zejména periglaciální hrubozrnné zvětraliny v mocnosti vesměs do 1,50 m (ostré úlomky místních hornin promísené více nebo méně písčitou hlínou hnědých odstínů barev). Na úzkých hřbetech (např. Střelná 591,1 m, Sněžná 556,3 m u obce Čaková) vystupuje pod půdním horizontem v malé hloubce, někde dokonce jen okolo 0,40 m, skalní podloží. Nad úroveň výškově značně diferencovaných rozvodních částí terénu vystupují kupovité, kuželovité nebo protáhlé izolované vyvýšeniny, místy jen okolo 2–4 m, jinde i více než 10 m vysoké. Jako příklad lze uvést Jelení kopec (573,0 m), elevace na kótách 525,1 m a 520,2 m sv. od sv. okraje obce Oborná a mnoho dalších i v bezprostředním okolí studovaného území (např. terénní elevace na kótě 567,0 m Hřibčec, k. 561,1 m, k. 546,1 m a na k. 525,0 m severně od Milotic nad Opavou). Stejně jako v blízkém území v okolí Lichnova–Dubnice, kde jsou tyto tvary velmi typicky a ve velkém počtu vyvinuty (Czudek 2009), jsou také ve studovaném území často výškově asymetrické. Hlavní příčinu této svahové nesouměrnosti lze vidět v různé nadmořské výšce jejich bezprostředního okolního reliéfu, která je způsobena různou velikostí snižování reliéfu krajiny shora v důsledku zahlubování údolí. Izolované terénní elevace, na nichž se nezřídka vyskytují i výchozy skalního podloží, považují za elevace předpliocenní bazální zvětrávací plochy.

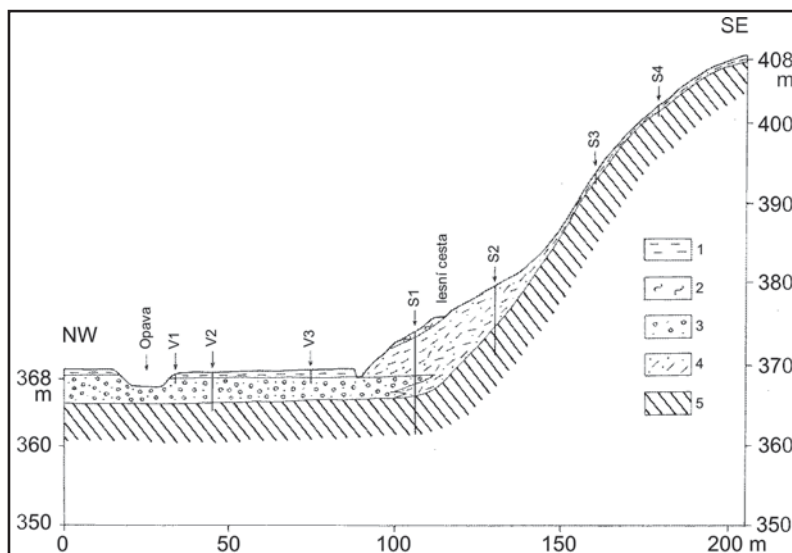
Stejně jako v celém Nížkém Jeseníku a Českém masivu se i v Brantické vrchovině zřejmě již před jurou vyskytovaly plošně rozsáhlé a hluboké kaolinické zvětraliny vzniklé v teplém a vlhkém tropickém prostředí. Za střídání fází převládání zvětrávání hornin nad odnosem zvětralin a fází s převládajícím odnosem byl podle koncepce vývoje zarovnaných povrchů Búdela (1957), zpracované v poslední době zejména Thomasem (1994) a v mnohých pracích i Twidalem (např. 2002), ve střední Evropě pak

zejména Migoněm (např. 1997), i ve studovaném území již v eocénu vytvořen zarovnaný povrch typu etchplénu s hlubokými zvětralinami. Zvětralinami byly v následující dlouhé fázi denudace odnášeny, takže již v pliocénu byla bazální zvětrávací plocha odkryta a v Brantické vrchovině i výrazně snížena. Toto snížení, které v našem území vyvrcholilo až v pleistocénu, bylo od místa k místu morfoloogicky různě efektivní a záviselo na místních geologických a geomorfologických podmínkách (odolnost hornin, členitost území, hustota říční sítě apod.). Zvážíme-li jen objem materiálu kvartérních úpatních svahových sedimentů, říčních teras a štěrkopísčitého souvrství v širokých údolních nivách, můžeme předpokládat, že jen jeho pleistocenní denudace (hlavně snížením reliéfu krajiny shora), mohla v Brantické vrchovině Nížkého Jeseníku dosáhnout 15–20 m. Proto vyvstává otázka, zda v některých územích Českého masivu můžeme dnes mluvit o odkrytém (obnaženém) etchplénu (stripped etchplain), resp. komplexním etchplénovým povrchu ve smyslu koncepce Thomase (1994) a zda bychom jej vlastně neměli již považovat za nový erozně denudační povrch, který získal své dnešní základní rysy v pliocénu a pleistocénu, tedy za plio-pleistocenní povrch. Tyto otázky však přesahují rámec předložené práce a bude je třeba řešit v budoucnu v rámci většího území.

Údolní tvary

Údolí řeky Opavy má v širším okolí obce Nové Heřminovy výrazně neckovitý příčný profil s příkrými, zalesněnými svahy a širokým dnem, který v délce 14 km pokračuje až po město Krnov. Svahy mají sklon až okolo 20–25°, výšku až 100–120 m. S výjimkou litologicky podmíněného úzkého místa u Křížového vrchu (k. 499,6 m) činí vzdálenost mezi horními hranami příkrých svahů u Ptačího vrchu (k. 573,7 m) 1 800 m, vzdálenost mezi úpatím obou svahů tvořenou údolní nivou Opavy a úpatní svahovou akumulací 850 m. Údolí přítoků řeky Opavy mají ve svých horních částech úvalovitý příčný profil, na středních a dolních úsecích tvar hlubokých zářezů se svahy až okolo 20°. Častá jsou suchá údolí a svahové úpady s velkým spádem. Skalní výchozy ve formě mrazových klifů (v české geomorfologické literatuře nepřilíživě nazývané mrazové sruby) jsou vzácné. Příznačná ale je výrazná asymetrie údolní sítě v úseku po ohybu údolí jv. od Nových Heřminovů, kde levostranné přítoky sledující úklon území k JV, jsou výrazně delší než údolí pravostranných přítoků.

V údolí řeky Opavy zaujme každého geomorfologa nejen zmíněný pravouhlý ohyb a široký neckovitý příčný profil, ale také široké údolní dno, fluvialní terasy a rozsáhlé úpatní svahové akumulace. Údolní dno je nejširší po pravouhlém ohybu řeky, kde v obci Zátor, místní části



Obr. 1: Akumulace svahového materiálu při úpatí pravého údolního svahu řeky Opavy zsz. od obce Zátor v Nížkém Jeseníku. 1 – povodňové sedimenty (holocén), 2 – hlína s úlomky (holocén), 3 – štěrkopíský (svrchní pleistocén až holocén), 4 – hlína a hrubá suť (převážně svrchní pleistocén), 5 – převážně spodnokarbonské droby. V1–V3 vrty, S1–S4 kopané sondy. Podle Czudka a Novosada in Czudek 1988.

Fig. 1: Talus at the foot of the right valley side of the Opava River WNW of the village Zátor in the Nížký Jeseník Upland. 1 – overbank deposits (Holocene), 2 – loam with debris (Holocene), 3 – sandy gravel (Late Pleistocene – Holocene), 4 – loam and coarse debris (mainly Late Pleistocene), 5 – mainly Lower Carboniferous greywackes. V1–V3 boreholes, S1–S4 test pits. According to Czudek and Novosad in Czudek 1988.

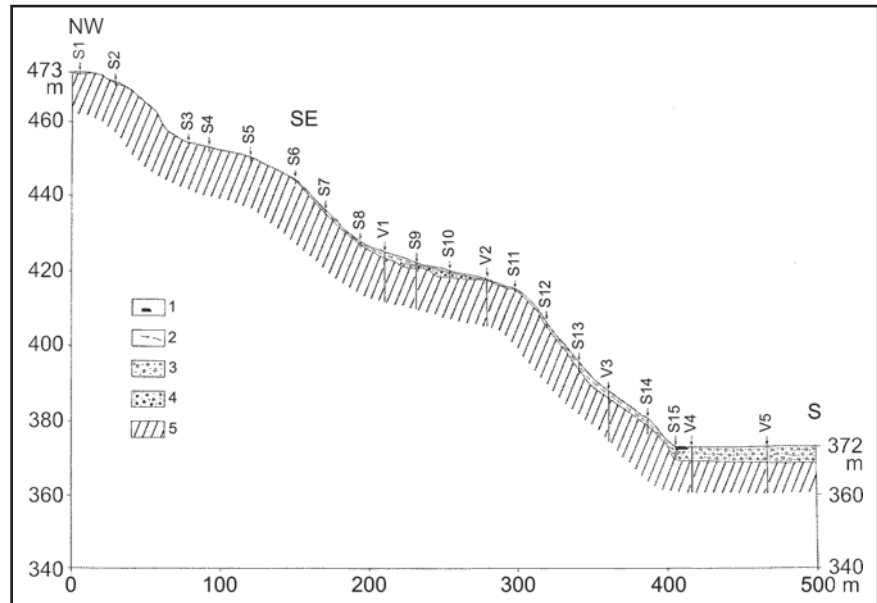
Loučky, dosahuje až 650 m, přitom běžně, s výjimkou místa u Křížového vrchu (499,6 m), dosahuje 300–400 m. Nejužší je tedy v místě Křížového vrchu (k. 499,6 m), kde činí jen 120 m a v sz.–jv. úseku u severního a jižního okraje Kunova, kde dosahuje 180 m. Poměrně vzácný je v celé studované části údolí Opavy výskyt nízkých, 1–2 m vysokých terasových stupňů (na rozdíl od sousedního úseku v okolí Brantic) a náplavových (výplavových) kuželů. Z větších náplavových kuželů lze jmenovat např. kužel při jižním okraji obce Kunov a v obci Zátor. Nivu Opavy tvoří povodňové sedimenty a podloží štěrkopíský v celkové mocnosti okolo 4 m.

Úpatní svahové sedimenty jsou v celém údolí řeky Opavy v Brantické vrchovině typicky vyvinuté. Jsou to buď poměrně úzké tvary při úpatí příkrých svahů (kde překrývají ostrý kontakt svahu a údolního dna – obr. 1) nebo tvoří povrch říčních teras a způsobují mírný sklon území od úpatí příkrých svahů k údolní nivě. Místy překrývají povrch fluvialních teras do té míry, že se terasy v georeliéfu neprojevují vůbec nebo jen jako plošší úseky (méně skloněné) svahů, jejichž genezi nelze bez vrtů nebo kopaných sond vysvětlit. Mocnost úpatních sedimentů dosahuje při úpatí příkrých svahů až okolo 10 m. Tvoří je hlinité sedimenty a různé velké (až okolo 0,40 m) ostrohranné úlomky místních hornin velikosti běžně do 0,20 m v delší ose promísené písčitou nebo jílovitou hlínou hnědých odstínů, místy i s valouny štěrku z vyšších teras. V odkryvu v obci Čaková bylo možno u nového obytného domu č. 114 v některých částech profilu pozorovat usměrnění ostrohranných úlomků drobné velikosti až 0,30–0,40 m v delší ose ve směru sklonu svahu. V jiných částech profilu chaotické

nakupení úlomků se světlehnědou písčitou hlínou, což ukazuje na různé prostředí sedimentace způsobené klimatickými faktory. Úpatní svahové sedimenty vznikly ve svém základě (největší mocnosti) v periglaciálních podmínkách pleistocénu. Nejlepší podmínky pro jejich vývoj byly v kataglaciálních fázích, v době hlubokého tání permafrostu při oteplování periglaciálního podnebí ve fázi ještě téměř bez vegetace nebo jen slabé vegetace. Se vzdáleností od úpatí svahů se mocnost těchto sedimentů zmenšuje. Pro nedostatečný počet odkryvů, vrtů a kopaných sond je mocnost svahových sedimentů nedostatečně známá, což při studiu říčních teras způsobuje značné problémy (nadmořská výška fluvialní akumulace, vzájemná korelace teras). Akumulace úpatních svahových sedimentů, které v některých oblastech Českého masivu dosahují mocnosti až okolo 30 m, popř. i něco více, jsou u nás mnohými geomorfology nazývány úpatními haldami (z německé terminologie *Fusshalde*, *Schutthalde*). Nebylo by lepší, abychom místo termínu úpatní halda používali anglický termín *talus*, v pl. talusy (běžně již používáme termíny *penepplén*, *etchplén*, *permafrost* apod.)?

Relikt nejvyšší šterkové akumulace byl ve studovaném úseku údolí Opavy zjištěn vrtu a kopanými sondami v místě uvažovaného přehradního profilu na levém svahu Opavy (jižním svahu Křížového vrchu – k. 499,6 m) v nadmořské výšce 420–422 m s bází 418–420 m n. m., tedy 50–52 m nad hladinou řeky (obr. 2). Z příloženého profilu vyplývá, že báze šterkové akumulace tvoří dva stupně s výškovým rozdílem 1–2 m. Střední výška povrchu terénu je zde v nadmořské výšce 423 m. V dnešní morfologii se mezi vrtu V1 a V2 jedná o jednu mírně ukloněnou morfologickou terasovou úroveň. Z profilu (obr. 2) a kopaných sond S3–S5 lze soudit, že nejvyšší, 40 m široký mírnější úsek svahu v nadmořské výšce 452 m, tedy 82 m nad řekou, je zřejmě kryoplanáční terasou. Obdobná malá kryoplanáční terasa byla při geomorfologickém výzkumu v roce 2009 zjištěna i ve vrcholové části Ptačího vrchu (k. 573,7 m), na Křížovém vrchu (k. 499,6 m) pak 2 m vysoký skalní klif na bázi s 1 m hlubokým výklenkem.

Nejlepší obraz o terasách ve studovaném území podává vrtu a šachticemi bývalého Geotestu Brno a mělkými kopanými sondami bývalého Geografického ústavu ČSAV v Brně dobře dokumentovaný blízký profil na levém svahu údolí Opavy u západního okraje obce Zátor, místní části Loučky, na východním svahu Křížového vrchu – k. 499,6 m

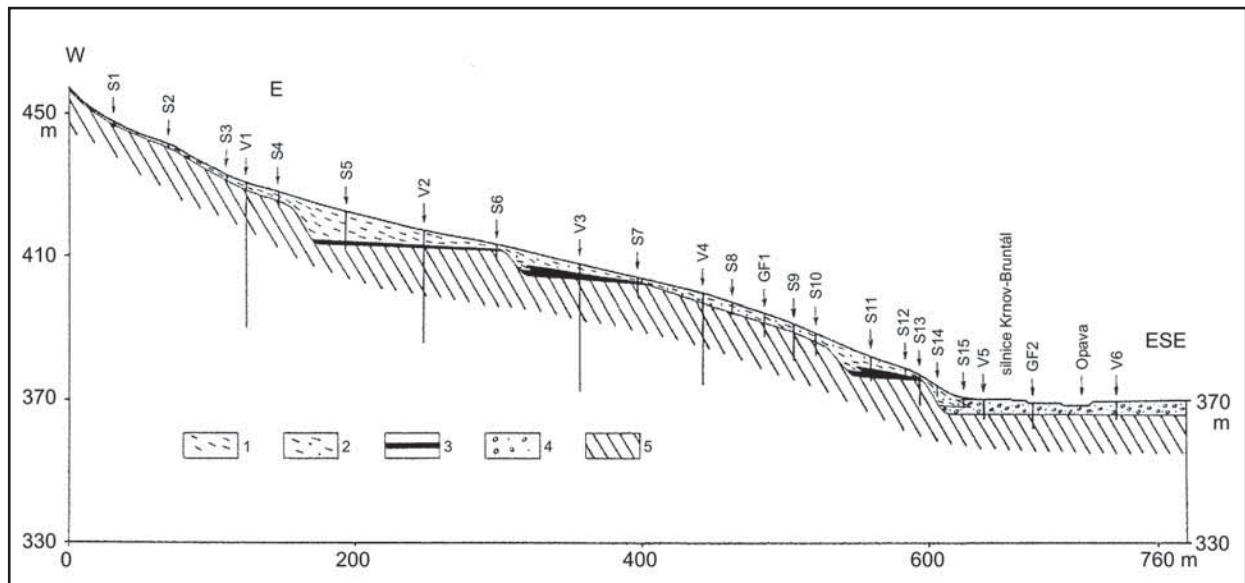


Obr. 2: Stupňovitý levý svah údolí řeky Opavy v místě uvažovaného přehradního profilu u Nových Heřminovů v Nížkém Jeseníku. 1 – antropogenní sedimenty, 2 – hlína a hrubá suť (převážně svrchní pleistocén), 3 – v podloží povodňových sedimentů šterkopísky údolní nivy (svrchní pleistocén až holocén), 4 – terasové šterkopísky (spodní pleistocén), 5 – převážně spodnokarbonské droby. V1–V5 vrty, S1–S15 kopané sondy. Podle Czudek a Novosada in Czudek 2005.

Fig. 2: Step-like left valley side of the Opava River in the profile at the proposed dam near the village Nové Heřminovy in the Nížký Jeseník Upland. 1 – anthropogeneous deposits (recent waste material). 2 – loam and coarse debris (mainly Late Pleistocene), 3 – beneath overbank deposits sandy gravel of the floodplain (Late Pleistocene – Holocene), 4 – terrace sandy gravel (Early Pleistocene), 5 – mainly Lower Carboniferous greywackes. V1–V5 boreholes, S1–S15 test pits. According to Czudek and Novosad in Czudek 2005.

(obr. 3). Nejvyšší terasa zde má bázi 43 m, střední terasa 36 m a nejnižší terasa 6 m nad hladinou řeky. Mocnost terasových sedimentů (vesměs hrubé středně opracované valouny) je poměrně malá a zpravidla nepřesahuje 3 m. Všechny terasy jsou překryté svahovými sedimenty tvořenými hrubými ostrohrannými úlomky spodnokarbonských převážně drob velikosti až okolo 0,40 m, převážně však do 0,20 m s písčito-jílovitou hlínou hnědých odstínů barev. Zatímco nejvyšší terasa (střední výška povrchu terénu 420 m n. m., mocnost svahového pokryvu ve vrtu S5 činí 8 m) a střední terasa se projevují jako mírnější úsek údolního svahu, který zasahuje i do údolí levostranného přítoku Opavy Čakovského potoka, nejnižší terasa se v terénu prakticky neprojevuje. Uvedená terasová úroveň (střední výška povrchu terénu 420 m n. m.) se morfologicky výrazně projevuje také na levém břehu řeky Opavy ve 2 km dlouhém úseku od ohybu u Nových Heřminovů. To svědčí pro názor, že studovaný ohyb údolí vznikl před vznikem této terasové úrovně, tedy před spodním pleistocénem.

Morfologicky nejvýraznější (plošně nejrozsáhlejší) je fluvialní terasa na pravém břehu řeky Opavy v obci Zátor, která se táhne mimo studované území směrem na Brantice. Střední výška povrchu terénu, kde se tato terasa vyskytuje, je na listu mapy 1 : 10 000 15-31-04 395–400 m n. m., relativní výška nad řekou je 40 m. Povrch fluvialní šterkové akumulace této terasy je překryt svahovými sedimenty dosud neznámé mocnosti, která při úpatí příkrého údolního svahu jistě přesahuje 5 m a mírně se sklání k řece Opavě.



Obr. 3: Fluviální terasy na levém svahu řeky Opavy u západního okraje obce Zátor, místní části Loučky, na východním svahu Křížového vrchu (k. 499,6 m) v Nížkém Jeseníku. 1 – hlína a hrubá suť (převážně svrchní pleistocén), 2 – hlína a hrubá suť s příměsí terasových štěrků a písků (převážně svrchní pleistocén), 3 – terasové štěrkopisky (pleistocén), 4 – v podloží povodňových sedimentů štěrky a písky údolní nivy (svrchní pleistocén až holocén). 5 – převážně spodnokarbonské droby. V1–V6 vrty, S1–S15 kopané sondy, GF1–GF2 geofyzikální měření. Podle Czudka a Novosada in Czudek 2005.

Fig. 3: Fluvial terraces on the left valley side of the Opava River at the western margin of the village Zátor-Loučky and the eastern side of the Křížový vrch Hill (k. 499,6 m) in the Nížký Jeseník Upland. 1 – loam and coarse debris (mainly Late Pleistocene), 2 – loam and coarse debris with terrace gravel (mainly Late Pleistocene), 3 – terrace sandy gravel (Pleistocene), 4 – beneath overbank deposits gravel and sand of the floodplain (Late Pleistocene – Holocene), 5 – mainly Lower Carboniferous greywackes. V1–V6 boreholes, S1–S15 test pits, GF1–GF2 geophysical measurements. According to Czudek and Novosad in Czudek 2005.

Proto také nevíme, zda v podloží svahových sedimentů se zde vyskytuje jedna fluviální terasová akumulace nebo dvě akumulace. Tuto úroveň lze nazvat zátorská terasa, která vlastně výškově odpovídá zátorské terase v pojetí Kroutilíka (1960) a Tyráčka (in Macoun et al. 1965). Protože zátorská terasa neobsahuje nordický materiál, je kladena do období před halštrovským zaledněním Ostravska a Moravské brány (Tyráček in Macoun et al. 1965). Dobře vyvinutá terasová úroveň je i u západního okolí Nových Heřminovů, kde je střední výška povrchu terénu 415 m n. m. (výška hladiny řeky Opavy 400 m n.m.). Podle vrtu V 180 je na této terase mocnost svahového pokryvu 8,30 m a v blízkém vrtu V183 jen 4,30 m (Novosad 1963). Povrch terasové štěrkové akumulace zde tedy leží 7–11 m nad hladinou řeky. Bližší stratigrafické zařazení jednotlivých teras do chronologie pleistocénu by zatím bylo předčasné.

Diskuze pravouhlého ohybu údolí řeky Opavy v Brantické vrchovině

Pro dřívější názor, že ve svrchním oligocénu a spodním miocénu směřovalo údolí řeky Opavy pravděpodobně k jihovýchodu k dnešní Moravici a že řeka byla podchytna zpětnou erozí svahového toku a odvedena do směru severovýchodního ke Krnovu (Balatka – Sládek 1962), nejsou v morfologii krajiny širšího území Brantické vrchoviny žádné geomorfologické důkazy. Pro vznik ohybu údolí nejsou ani podmínky litologické, neboť v celé oblasti je střídání spodnokarbonského souvrství drob a břidlic převládajícího směru SSV–JJZ. Pro odlišný časový vývoj obou směrů údolí nespovídá ani jejich příčný ani podélný

profil. Naopak pro tektonickou, tedy časově shodnou tektonickou predispozici obou úseků údolí (a zřejmě i vznik průlomového úseku Opavy v nejvýchodnějším území Nížkého Jeseníku u Děhylova) svědčí to, že:

1) oba úseky údolí (celkově SZ–JV a JZ–SV) mají směr rovnoběžný nebo jsou kolmé na okrajové zlomové svahy Nížkého Jeseníku a ostatní významné morfotektonické linie v Českém masivu dokázané nebo předpokládané geologickými a geomorfologickými metodami výzkumu;

2) zcela stejný pravouhlý ohyb, ovšem menšího rozsahu, je v místě spojení blízkého údolí Popelského a Oborenského potoka;

3) na krátký jz.–ssv. úsek přímo po ohybu údolí Opavy navazuje v přímé linii široké a hluboké, přítom úvalovité údolí Milotického potoka. V přímé linii tohoto údolí je také široké a hluboké sedlo západně od Křížového vrchu (k. 499,6 m). Tato linie je zcela rovnoběžná i s blízkým horním úsekem údolí Čižiny mezi Horním Benešovem a Lichnovem;

4) o tektonické predispozici celkově jz.–sv. úseku údolí Opavy svědčí i náhlá změna mocnosti fluviálních sedimentů v údolní nivě Opavy v obci Brantice (Kučera 1985, Czudek 1988);

5) geomorfologické důkazy tektonické predispozice pravouhlého ohybu údolí řeky Opavy při jv. okraji obce Nové Heřminovy a obou úseků údolí (celkově SZ–JV a JZ–SV) podporují i poslední geologické výzkumy. Na své geologické mapě M 33-72-Cc Zátor v měř. 1 : 25 000 spolu s průvodním textem uloženým v archivu České geologické

služby v Praze Kumpera (1965) předpokládá v obou úsecích údolí Opavy zlomy a píše i o brantickém poruchovém pásmu v jz.–sv. úseku údolí. Rovněž na geologické mapě 1 : 50 000 list Bruntál 15–31 Dvořák ed. (1995) uvádí tektonickou linii.

Závěry

Pravoúhlý ohyb údolí řeky Opavy při jv. okraji obce Nové Heřminovy vznikl v místě křížení tektonických linií. Je velmi pravděpodobné, že v jz.–sv. úseku po ohybu využívá údolí Opavy dokonce tektonický prolom. Ve studovaném údolí je nad údolním dnem řeky Opavy nejméně šest terasových úrovní, rozsáhlé periglaciální úpatní svahové sedimenty a erozně snížená předpliocenní bazální zvětrávací plocha vrcholové úrovně zarovnaného povrchu. Velikost tohoto snížení mohla v pleistocénu dosáhnout 15–20 m.

Práce byla uskutečněna za finanční podpory Grantové agentury ČR, projekt 205/08/0209.

Literatura

- Balatka, B. – Sládek, J. (1962): Říční terasy v českých zemích. – Geofond v Nakl. ČSAV, 578 str. Praha.
- Büdel, J. (1957): Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. – Zeitschrift f. Geomorph., N.F., 1, 201–228. Berlin.
- Czudek, T. (1988): Údolí Nížkého Jeseníku. – Studie ČSAV, 11, 88, 1–97. Academia, Praha.
- Czudek, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. – Moravské zem. muz., 238 str. Brno.
- Czudek, T. (2009): Vývoj reliéfu bazální zvětrávací plochy jihozápadně od Krnova a severně od Žulové. – Geol. výzk. Mor. Slez., 16, 8–12. Brno.
- Dvořák, J. ed. (1995): Geologická mapa ČR list 15–31 Bruntál. – In: Soubor geologických a účelových map ČR 1 : 50 000 (koordinátor I. Cicha). Český geologický ústav. Praha.
- Jurková, A. (1977): Oderská kotlina a její miocenní výplň. – Sborník Geol. průzkumu Ostrava, 14, 7/1977, 163–184. Ostrava.
- Kroutilík, V. (1960): Zpráva o výzkumu glacienních sedimentů mezi Opavou a Krnovem. – Přírodovědný časopis slezský, 21, 2, 243–253. Opava.
- Kučera, J. (1985): Fluviální uloženiny horní Opavy a Opavice. – Závěrečná zpráva regionálně hydrogeologického průzkumu. MS, Geotest. Brno.
- Kumpera, O. (1965): Geologická mapa 1 : 25 000 M–33–72–C–c Zátor. – MS, Archiv zpráv a map MO 24, M–33–72–C– c, čj. 0103/66, ČGS. Praha.
- Migoń, P. (1997): Tertiary etchsurfaces in the Sudetes Mountains, SW Poland: a contribution to the pre-Quaternary morphology of Central Europe. – In: Widdowson, M. (ed): Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation, Geol. Soc. Spec. Publ., 120, 187–202. London.
- Novosad, S. (1963): Zpráva o II. etapě předběžného inženýrsko-geologického průzkumu pro přehradu na Opavě u Nových Heřminovů, I. část. – MS, Geologický průzkum. Brno.
- Thomas, M. F. (1994): Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes. – 1–460, John Wiley & Sons Ltd. Chichester.
- Twidale, C.R. (2002): The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. – Earth Science Reviews, 57, 1–2, 37–74. Elsevier Science.
- Tyráček, J. (1965): Fluviální sedimenty. – In: Macoun, J. – Šibrava, V. – Tyráček, J. – Knebllová-Vodičková, V.: Kvartér Ostravska a Moravské brány, 160–193. ÚÚG v Nakl. ČSAV. Praha.

NOVÉ POZNATKY O DEVÍNSKONOVESKOM SÚVRSTVÍ (VIEDENSKÁ PANVA, SLOVENSKO)



New data on the Devínska Nová Ves Formation (Vienna Basin, Slovakia)

Klement Fordinál¹, Ivan Baráth¹, Ladislav Šimon¹, Milan Kohút¹, Alexander Nagy¹,
Jana Kučerová²

¹ Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovensko; e-mail: klement.fordinál@geology.sk

² Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15, Bratislava, Slovensko;
e-mail: kucerovaj@fns.uniba.sk

(34–44 Malacky, 44–22 Bratislava-sever)

Key words: Vienna Basin, Badenian, Devínska Nová Ves Formation, lithology, facies

Abstract

Coarse-grained sediments of the Devínska Nová Ves Formation (Middle Badenian) are cropping out at the western margin of the Malé Karpaty Mts., between Devínska Nová Ves and Kuchyňa villages. In the studied area, this formation is represented by various lithofacies. The most abundant are breccia, gravel and sand. Less abundant is the presence of shale and coaly shale with lignite seams. In one place, south of the Kuchyňa village, also a presence of volcanic tuff was examined in this formation.

The breccia is built by chaotic, nonstratified, mostly angular blocks and debris of granitoid rocks. Less frequent is poorly rounded debris of crystalline schists, vein quartz and quartzite in the breccia. Its matrix is silty sand and represents a material of fossil weathering rind. Locally, the Devínska Nová Ves Fm. is represented by gravel with well rounded pebbles of granitoids, quartzite and crystalline schists in the Marianka village and south of the Lozorno village. All these rock types can be derived from the Tatric units of the Malé Karpaty Mts., but their vertical distribution (MKZ-1 well) show an inverse trend, than awaited from normal stratigraphic superposition. This is an evidence of the existence of a crystalline nappe unit (Bratislava nappe), above the Mesozoic successions (Borinka unit). Most of the sediments were deposited in the lateral debris apron and alluvial fan environments. In the terminal part of the coarse grained formation, a part of the rounded gravel shows reworking by sea waves in the littoral zone, beyond the frontal part of the alluvial fans.

Sand represents a very common lithotype in the Devínska Nová Ves Formation, containing also thin intercalations of fine gravel, and 1–2 cm thick interbeds of shale. The sand is genetically related mostly to the distal alluvial sand skirt deposits, but the distal part of them, cross stratified, with reworked pebble trains, clearly show the deposition in littoral environment of alluvial deltas.

Shale lithofacies is present only rarely in the Devínska Nová Ves Formation. It is represented by pale greenish grey, rusty variegated noncalcareous clay. It contains an abundant association of palynomorphs, documenting hydrophilous and riparian paleoflora. The shales were accumulated on alluvial interfluvial plains, and more distally they transit into similar delta plain facies.

The tuff, found south of the Kuchyňa village, is of white and grey white color. It is matrix supported, and consists of clasts and fragments of glass. It is a product of an ash-fall of rhyolite composition. On the tuff's bedding planes we have found imprints of leaves and lithocarps. This tuff can be probably derived from the Central Slovakian neovolcanic area, from where rhyolite volcanism is known from the Early Badenian time only, that forces us to consider also to the Lower Badenian age of the basal part of the Devínska Nová Ves Fm., similarly like it is in the Austrian part of the Vienna Basin.

Úvod

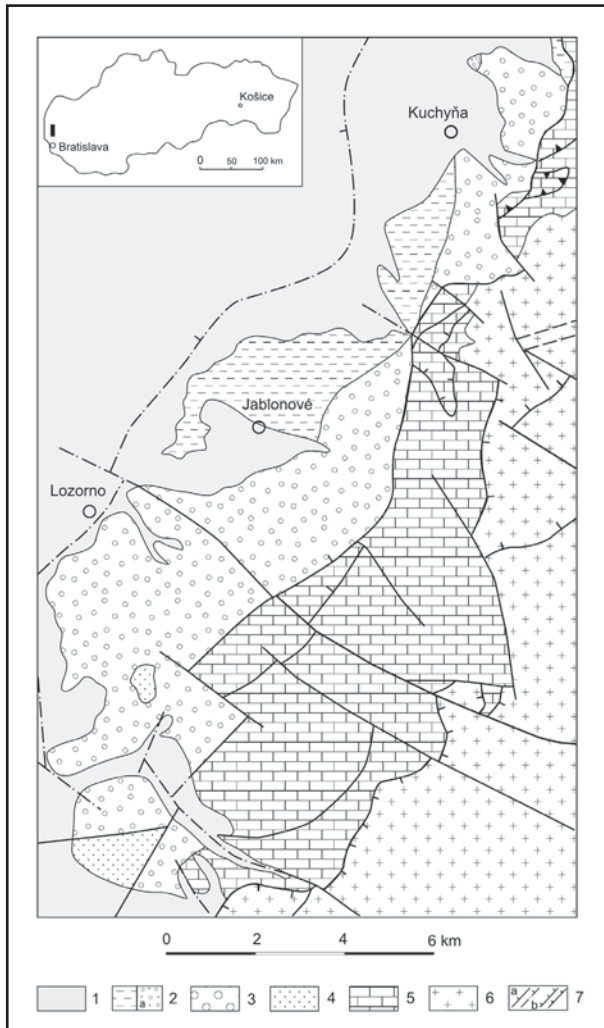
Na z. okraji pohoria Malé Karpaty, medzi Devínskou Novou Vsou až obcou Kuchyňa (obr. 1) sa z neogénnych sedimentov nachádzajú prevažne hruboklastické sedimenty devínskonovoveského súvrstvia (stredný báden, obr. 2). Pôvodne boli vyčlenené ako devínskonovoveské vrstvy (Vass et al. 1988), ale vzhľadom na ich genézu (aluvialne, aluvialno-deltové terestrické sedimenty, čiastočne litorálne sedimenty), rôznorodú litologickú náplň (breccie, štrky, piesky, íly, uhoľné íly, lignity a tufy) ako aj hrúbku (až 330 m, vrt DNV-1), boli začlenené do hierarchicky vyššej jednotky – súvrstvia (Fordinál in Kohút et al. 2008). Doteraz boli devínskonovoveské vrstvy začleňované do jakubovského súvrstvia strednobádenského veku, ktoré je morského pôvodu (Vass 2002).

V rámci zostavovania geologickej mapy Záhorskej nížiny v M 1 : 50 000 boli pri geologickom mapovaní v devínskonovoveskom súvrství Fordinálom nájdené tufy s odtlačkami listov, ktoré boli petrograficky podrobne

študované (Šimon et al. 2009). Odtlačky listov boli determinované Kučerovou. V íloch devínskonovoveského súvrstvia boli po prvýkrát zistené sporomorfy (Vaněková 2008). Z lokalít nachádzajúcich sa v. od obce Lozorno a jv. od obce Kuchyňa, boli petrograficky vyhodnotené valúny a úlomky granitoidov a kryštalických bridlíc. Sedimentologickú analýzu sedimentov devínskonovoveského súvrstvia urobil Baráth.

Charakteristika litofácií devínskonovoveského súvrstvia

Devínskonovoveské súvrstvie je v študovanom území reprezentované viacerými litofáciami, ktoré sa vo vertikálnom smere navzájom striedajú. V najväčšej miere sú v súvrství zastúpené breccie, štrky a piesky (obr. 2). V menšej miere íly a uhoľné íly so slôjkami lignitov. Zatiaľ len na jednom mieste, j. od obce Kuchyňa, bol v uvedenom súvrství zistený výskyt tufov.



Obr. 1: Geologická mapa študovanej časti z. okraja Malých Karpát: 1 – kvartér – nerozlišený; neogén: 2 – studienčanské súvrstvie; a) sandberské vrstvy; 3 – devínskonovoveské vrstvy; 4 – stupavské vrstvy; 5 mezozoikum – nerozlišené; 6 – kryštalikum – nerozlišené; 7 – a) zlomy, b) presunové línie.

Fig. 1: Geological map of the studied part of the western edge of the Malé Karpaty Mts.: 1 – Quaternary – undifferentiated; Neogene: 2 – Studienka Fm.; a) Sandberg Mb.; 3 – Devínska Nová Ves Fm.; 4 – Stupava Mb.; 5 – Mesozoic – undifferentiated; 6 – crystalline complexes – undifferentiated; 7 – a) faults, b) thrust lines.

Brekcie a štrky

Brekcie sú tvorené chaoticky uloženými, prevažne ostrohrannými blokmi, ako aj úlomkami granitoidov. Ich podiel v hornine na niektorých miestach (Borinka, Lozorno) predstavuje až 95 %. V brekciách sa nachádzajú aj slabo opracované úlomky kryštalických bridlíc, žilných kremeňov a kremencov. Matrix je prachovo-piesčitý s vysokým obsahom muskovitu, nevápnitý, resp. slabo vápnitý. Reprezentuje materiál fosílnych kôr zvetrávania, prevažne na granitoidných horninách. Z genetického hľadiska reprezentujú vyššie uvedené brekcie sedimenty sutinových a murových kuželov (Vass et al. 1988).

V širšom okolí Lozorna sa v devínskonovoveskom súvrství nachádzajú bloky kremencov dosahujúce veľkosť až 6 m a ojedinele i viac. V minulosti boli považované za primárne výchozy („kremencové útesy v mori blízko pobrežia“) a zdroj kremencového materiálu (Buday 1957).

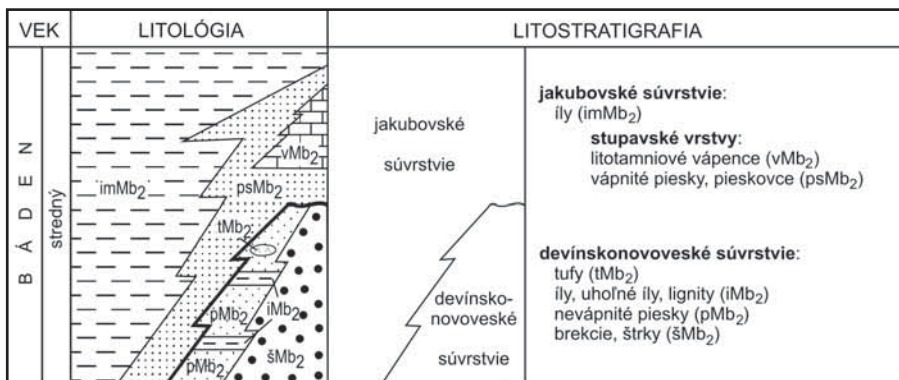
V obci Marianka a v oblasti v. od Lozorna sú sedimenty devínskonovoveského súvrstvia reprezentované dobre opracovanými štrkami s obliakmi granitoidov, kremencov i kryštalických bridlíc. Veľkosť obliakov v štrkoch dosahuje priemerne 10 cm, ojedinele až 20 cm. Matrix je piesčitý.

V profile vrtu MKZ-1 nachádzajúcom sa sv. od Stupavy, v údolí Vápeničného potoka, bola zistená určitá postupnosť v petrografickom zložení klastov (obliakov) v brekciách a v štrkoch. V spodnej časti vrstevného sledu devínskonovoveského súvrstvia, navrtaného vo vrte MKZ-1 v hĺbkovom intervale 52 až 181 m, sa v obliakovom materiáli nachádzali kryštalické bridlice (pararuly, amfibolity), ojedinele granitoidy, kremence a veľmi zriedkavo vápence priameho podložia. V strednej časti vrtu (18–52 m) v obliakovom materiáli prevládali metamorfity, ale hojne sa vyskytovali aj granitoidy a v menšej miere kremence. Klastický materiál vrchnej časti vrtu (3,3–18,0 m) bol tvorený výlučne leukokrátymi granitoidmi. Všetky uvedené horninové typy pochádzajú z tatrických jednotiek Malých Karpát, ale ich zastúpenie vykazuje inverzný trend, dokazujúci existenciu kryštalinickej príkrovovej jednotky (bratislavského príkrovu), ležiacej na mezozoických sledoch (borinská jednotka) (Vass et al. 1988). V súčasnosti je styk uvedených jednotiek vzdialený miestami až 5 km od pôvodného erózneho útesu (Baráth 1993).

Väčšina uvedených sedimentov sa usadila v prostredí laterálnych suťových osypov a aluviálnych vejárov. V distálnej časti prechádzajú do opracovaných štrkov so znakmi opracovania vlnením v litorálnej zóne aluviálnych delť.

Piesky

Piesky reprezentujú veľmi rozšírený litotyp v devínskonovoveskom súvrství. Sú žltej a žltohnedej farby, stredno až hrubozrnné a ojedinele



Obr. 2: Litostratigrafická kolónka stredného bádenu západného okraja Malých Karpát.

Fig. 2: Lithostratigraphic scale of the Middle Badenian of the western edge of the Malé Karpaty Mts.

sa v nich nachádzajú tenké medzivrstvy drobnozrnných štrkov a 1–2 cm hrubé preplástky ílov. Piesky sú nevápnité, bez fosílnych zvyškov.

Z genetického hľadiska piesky radíme v prevažnej miere k distálnym aluviálnym náplavom. Distálna časť pieskových akumulácií s medzivrstvami štrkov sa preukázane usadila v litorálnej zóne, kde boli aluviálne sedimenty prepracované morským vlnením v procese regionálneho stúpania relatívnej morskej hladiny.

Íly

Ílová litofácia sa v devínskonovoveskom súvrství vyskytuje len ojedinele. Najväčšie plošné rozšírenie tejto litofácie bolo zistené v. od Lozorna a v okolí obce Kuchyňa. Uvedená litofácia je reprezentovaná svetlosivozelenými hrdzavoškvrnitými nevápnitými ílmi s rôznym obsahom piesčitej frakcie. Rtg. difrakčnou analýzou bolo zistené, že íly obsahujú smektit, sericit a chlorit (?kaolinit). V íloch boli po prvýkrát zistené palynomorfy. Pochádzajú z vlhkomilných a príbrežných rastlín rodov *Betula*, *Nuphar*, *Osmunda*, *Salix*, *Sphagnum*, čeľade Ranunculaceae a Selaginellaceae. Okrem nich boli v sedimentoch nájdené aj zvyšky húb i spór machov (Vaněková 2007). Na základe získaného paleofloristického spoločenstva Vaněková (l. c.) predpokladá, že v čase usadzovania fosilonosných sedimentov bolo v ich okolí vlhké prostredie. Mohli to byť brehy vodných plôch alebo tokov.

Uvedené íly predstavujú akumulácie aluviálnych medzitokových plošín a v distálnej časti prechádzajú do podobných facií deltových plošín.

Tufy

Tufy boli nájdené na upätí Malých Karpát, j. od obce Kuchyňa, v nevápnitých pieskoch devínskonovoveského súvrstvia. Sú bielej a sivobielej farby. Vrstva tufov dosahovala hrúbku ca 30 cm. Tufy majú podpornú stavbu matrixu a sú zložené z klastov a z úlomkov skla. Klasty majú strapaté okraje a úlomky skla sú charakteristicky vyduté do vnútra, čo indikuje, že sa jedná o uloženy

napadaných tufov (ash-fall). Úlomky vulkanického skla sú charakteristické stopami po trhaní expandujúcimi plynmi. Výrastlice plagioklasu a biotitu sú produktom explozívne dezintegrovannej juvenilnej magmy. Sklo má ryolitové zloženie. V tufe sa nachádzajú aj drobné kryštaloklasty živcov, kremeňa a biotitov. Identifikovaný bol aj ortopyroxén, apatit, ilmenit a titanomagnetit. V medzivrstvách priestoroch a póroch sa nachádza výplň typu illit-smektit a kaolinit. V základnej hmote sú prítomné kryštaloklasty tabuľkovitého plagioklasu, biotitu tabuľkovitého, lištovitého a ihličkovitého habitu a kremeňa (Šimon et al. 2009).

Na vrstevných plochách tufov boli nájdené odtlačky listov a plodov. Väčšina listov bola veľmi zle zachovaná. Určené boli odtlačky listov *Daphnogene polymorpha*, *Junglans* sp., *Dictylophyllum* sp., ?*Salix varians*, ?*Ampelopsis* sp., ?*Quercus* sp. a čeľade Lauraceae. Na základe vyššie uvedených fosílií však nebolo možné uvedené tufy jednoznačne stratigraficky zaradiť.

Záver

Z našich nových terénnych, sedimentologických, petrografických a litostratigrafických poznatkov sa dá usudzovať, že: prostredím sedimentácie devínskonovoveského súvrstvia bola distálna časť aluviálno-deltového systému vejárov, pričom zdrojový materiál klastov pochádza dominantne z kryštalínika, v menšej miere obalového mezozoika tatridnej jednotky Západných Karpát tvoriacej bratislavský príkrov Malých Karpát. Napadané tufy vo vrstve s hrúbkou ca 30 cm pochádzajú pravdepodobne z oblasti stredoslovenských neovulkanitov (napr. Štiavnický stratovulkán). Z uvedenej oblasti je však známy ryolitový vulkanizmus len z obdobia spodného bádenu, čo nás núti zamýšľať sa nad spodnobádenským vekom bázy devínskonovoveského súvrstvia, podobne ako v rakúskej časti Viedenskej panvy (Baráth 1993).

Podakovanie

Výskum bol realizovaný v rámci projektu Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky č. 01 06 Geologická mapa Záhorskej nížiny v M 1 : 50 000.

Literatúra

- Baráth, I. (1993): Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti spodno a strednomiocénnych hrubých klastík v zóne alpsko-karpatského styku. – MS kandidátska dizertačná práca. Archív Geologického ústavu SAV Bratislava.
- Buday, T. (1957): Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy: Žilina, Bratislava, Česká Třebová. MS Archív Geofondu, Bratislava.
- Kohút, M. (red.) – Plašienka, D. – Fordinál, K. – Maglay, J. – Kučera, M. (2008): Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000; listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo (časť). – MS Archív Geofondu, Bratislava.
- Šimon, L. – Fordinál, K. – Kollárová, V. – Kováčiková, M. (2009): Kuchynský tuf – nález neovulkanitov v Záhorskej nížine. – In: Kohút, M. – Šimon, L. (eds): Spoločný geologický kongres Českej a Slovenskej geologickej spoločnosti, Bratislava 30.9.–4.10. 2009. Zborník abstraktov a exkurzný sprievodca. Konferencie, Sympozia, Semináre, 175 str.
- Vaněková, H. (2008): Paleobotanika listu 44-221 (Stupava). – In: Kohút, M. – Plašienka, D. – Fordinál, K. – Maglay, J. – Kučera, M. (2008): Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. – MS Archív Geofondu, Bratislava.
- Vass, D. (2002): Litostratigrafia Západných Karpát – sedimentárny neogén a budínsky paleogén. ŠGÚDŠ, 7–202. Bratislava.
- Vass, D. – Nagy, A. – Kohút, M. – Kraus, I. (1988): Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji viedenskej panvy. Mineralia slov., 20, 2, 109–122.

RHODOPHYTA (CORALLINALES) BADENU KARPATSKEJ ČELNEJ PRIEHLBINY, MORAVA, ČESKÁ REPUBLIKA

Rhodophyta (Corallinales) from baden of Carpathian Foredeep, Moravia, Czech Republic

Juraj Hrabovský

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 63632@mail.muni.cz

(24–34 Ivančice, 24–22 Olomouc)

Key words: *Corallinaceae, taxonomy, actuopalaeontology, palaeoecology, Carpathian Foredeep*

Abstract

The Red algae from badenian localities in Moravia have been reassessed in this paper. The systematic revision has been done on the basis of the new method of systematics, which uses the new characters specified on the recent groups (Braga – Bosence – Steneck 1993). The study using the electron microscope was necessary. Four genera of the family Corallinaceae have been identified: *Lithothamnion*, *Mesophyllum*, *Lithophyllum*, *Spongites* and one algae from the family Sporolithaceae genus *Sporolithon*. The analogy of the red-algal limestones environment can be placed in recent Mediterranean, on the basis of taxonomy of the fossil red algae, and on the basis of the similar growth of the rhodophytes assemblage.

Úvod

Ruduchové vápence, v minulosti označované aj ako lithothamniové alebo litavské vápence, sú súčasťou spodnobádenskej výplne j. časti karpatskej čelnej priehlbiny na Morave (Česká republika), ktorá je z. okrajom rozsiahlej bioprovincie Centrálnej Paratethydy.

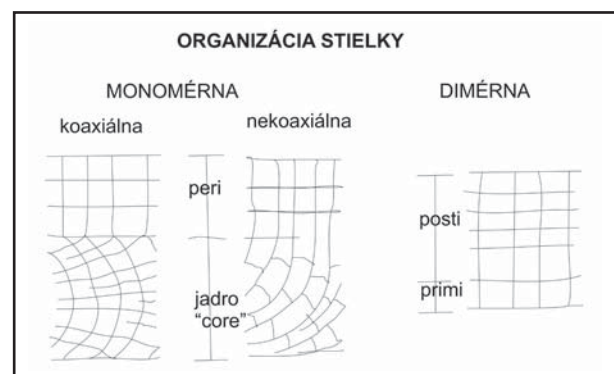
Na tvorbe ruduchových vápencov sa v hlavnej miere podieľajú červené riasy (Rhodophyta, Corallinales, Sporolithales) a menej bryozoa, bentické foraminifery a mäkkýše, plus echinodermata a serpulidné červy, čo je charakteristické pre faciu rhodalgal (Doláková et al. 2005). Facia rhodalgal sa dnes tvorí v plytkých vodách miernych až subtropických klimatických pásiem (Carannante et al. 1988).

Z j. časti karpatskej čelnej priehlbiny je popísaných 22 druhov červených koralových rias (Zdražilková 1988, Hrabovský 2009).

Vápence boli skúmané pomocou mikrofaciálnej analýzy. Doláková et al. (2007) vymedzila tri základné typy mikrofácií: (1) biodetritický grainstone s prepracovanými lito- a bioklastami, rozdelila na (1a) jemnozrnný grainstone s lito a bioklastami približne rovnakých veľkostí, dobre triedené, bez mikritu; (1b) packstone až bioklastický grainstone s veľkými foraminiferami, bez alebo s litoklastami, niekedy s mikritom. (2) Riasovo vetvový rudstone–floatstone s premenlivým obsahom sparitu a mikritu, s bioklastami.

Prostredie ukladania badenských ruduchových vápencov čelnej karpatskej priehlbiny je priravnávané k prostrediu dnešného Stredozemného mora (Hrabovský 2009). Na základe taxonómie moderných a fosílnych koralových rias je možné rozpoznať vo fosílnom zázname niektoré moderné analógie facií s koralovými riasami Mediteránu (Basso et al. 1997). To je možné presnou determináciou druhov červených rias (Rhodophyta, Corallinales, Sporolithales) a využitím moderných metód štúdia.

Tieto metódy spočívajú v štúdiu a v pozorovaní znakov koralových rias, ktoré sa v systematike ruduch skôr nevyužívali (Braga et al. 1993). Ich rozpoznaním bolo možné buď revidovať druhy rias určené v minulosti a správne ich zaradiť do systému, alebo nanovo doplniť popis určených Rhodophyt. Hlavné znaky sú uvedené v obr. 1.



Obr. 1: Typ usporiadania stielky koralových rias, prekreslené z www.palaeoweb.net. Termín „jadro“ predstavuje hypothallium. Fig. 1: Types of thalli arrangement in coralline algae, redrawn from www.palaeoweb.net. Term „core“ means hypothallium.

Metodika

Bol analyzovaný materiál z 12 lokalít karpatskej predhlbne (Pratecký vrch, Blučina, Židlochovice, Hostim, Kroužek, Telnice, Rebešovice, Lomnice u Tišnova, Ochoz, Kralice nad Oslavou, Přemyslovice). Riasy boli skúmané vo výbrusoch. Časť výbrusov pochádzala z archívu ÚGV (Ústav geologických vied), časť z MZM (Moravské zemské múzeum), a časť z vlastného zberu.

Pri analýze výbrusov bol použitý mikroskop NIKON Alphaphot 2 YS2-H. Obrázky z mikroskopovania boli zhotovené fotoaparátom NIKON Coolpix 4500. Svetelným

mikroskopom bolo možné sledovať väčšinu znakov ruduch, merať parametre stielky a reprodukčných štruktúr. Pretože niektoré detailnejšie znaky sa svetelným mikroskopom pozorovať nedali, bolo potrebné niektoré zo vzoriek študovať pomocou elektrónového mikroskopu (SCAN). Na analýzu elektrónovým mikroskopom bol použitý Scanning Elektron Microscope JEOL JSM – 649 OLV na ÚGV PŘF Masarykovej univerzity v Brne.

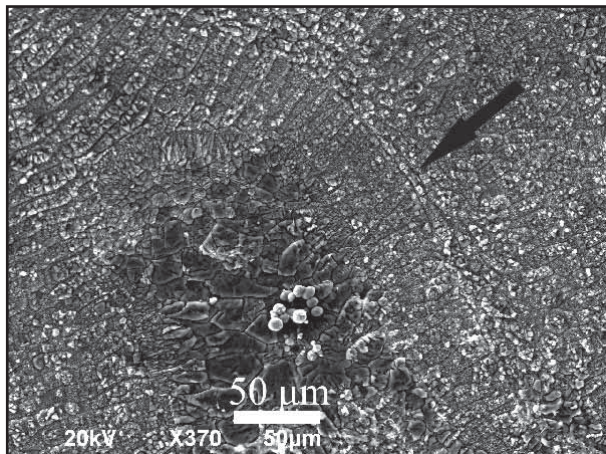
Výrezy zo vzoriek bolo pred pozorovaním nutné najprv pripraviť tak, že po dobu 1 minúty sa nábrusy nechali rozpúšťať v 2% HCl. Potom nasledovalo ich pozlatenie. Touto metódou bolo možné pozorovať fúziu buniek a sekundárne bunkové spojenia „pit“, ktoré sa dajú ťažko pozorovať vo svetelnom mikroskope, ale pri klasifikácii sú podstatné.

Pri determinácii som vychádzal z kľúču pre určovanie rias čelade Corallinaceae a Sporolithaceae, ktorí uverejnili Braga, Bosence a Steneck (Braga et al. 1993). Terminológiu som použil podľa Woelkerlinga (1988). Pri popise rodov sú použité tieto skratky: *L.* pre rod *Lithothamnion*, *Lp.* pre rod *Lithophyllum*, *P.* pre rod *Phymatolithon*, *M.* pre rod *Mesophyllum*, *S.* pre rod *Spongites* a *Sp.* pre rod *Sporolithon*.

Popis študovaného materiálu

Najlepšie dochované anatomické znaky ruduch boli vo výbrusoch, ktoré boli vyhotovené z veľkých rodolitov alebo z kôr koralových rias. Vo výbrusoch som pozoroval viac typov stielok. Prvý typ stielky má bazálne vlákna rastúce viac menej paralelne so substrátom. Táto časť riasy sa nazýva hypothalamium (obr. 1). Vlákna hypothalia sa stáčajú smerom k povrchu stielky a plynulo prechádzajú do periférnej časti stielky, ktorá sa volá perithalamium. Vlákna hypothalia prechádzajú do vlákien perithalia buď formou siete (koaxiálne) alebo vo forme vlákien (nekoaxiálne). Na povrchu niektorých stielok je možné pozorovať kryciu povrchovú vrstvu (epithalamium). Táto vrstva je zreteľne viditeľná použitím SCANu (obr. 2).

Okrem prvého typu stielky bol vo výbrusoch prítomný aj druhý typ stielky s jediným bazálnym vláknom



Obr. 2: Ploché bunky epithalia (označené čiernou šípkou) a obdĺžniková konceptakula riasy rodu *Lithothamnion* (Foto J. Štelcl).
Fig. 2: Flattened epithallial cells (marked by black arrow) and rectangular conceptacle of genus *Lithothamnion* (Foto J. Štelcl).

hypothalia a z neho kolmo rastúcimi vláknami perithalia. Tento typ stielky sa vyvíja v podčeladiach Mastophoroideae a Lithophylloideae.

Na povrchu alebo ponorené v stielke sa nachádzajú komôrky nepohlavných rozmnožovacích štruktúr rias (konceptakule) s viacerými pórmí, cez ktoré sa spóra uvoľňuje do prostredia. Nepohlavné konceptakule podčelade Melobesioideae sú mnohopórové, ostatné podčelade, Lithophylloideae a Mastophoroideae majú nepohlavné konceptakule s jediným pórom.

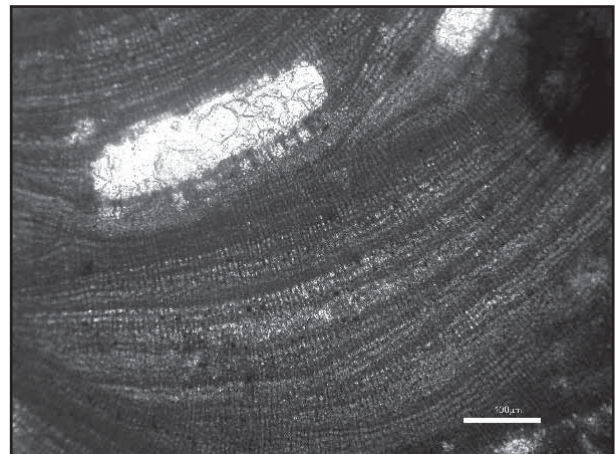
Rod *Lithothamnion* som rozpoznal podľa mnohopórových konceptakúl v stielke s nekoaxiálnym prechodom hypothalia do perithalia a s vrstvou plochých epithaliových buniek. Vo výbrusoch sa stielka rodu *Lithothamnion* podobá základnými znakmi konceptakúl a prechodu hypothalia do perithalia stielke rodu *Phymatolithon*. Rod *Phymatolithon* má nad konceptakulou diskovitú komôrku, ktorá nepresahuje priemer konceptakule.

Rod *Mesophyllum* som vo výbrusoch určil podľa mnohopórových nepohlavných konceptakúl v stielke s koaxiálnym prechodom hypothalia do perithalia.

Podčelad *Mastophoroideae* a *Lithophylloideae* som odlíšil podľa prítomnosti alebo neprítomnosti fúzie buniek v postigénnej časti stielky. Rody *Spongites* (*Mastophoroideae*) a *Lithophyllum* (*Lithophylloideae*) majú stielku s konceptakulami s jedným pórom. Odlíšiteľné sú spôsobom tvorby konceptakúl, prítomnosťou fúzie buniek v perithaliu rodu *Spongites* a jeho absenciou v rode *Lithophyllum*.

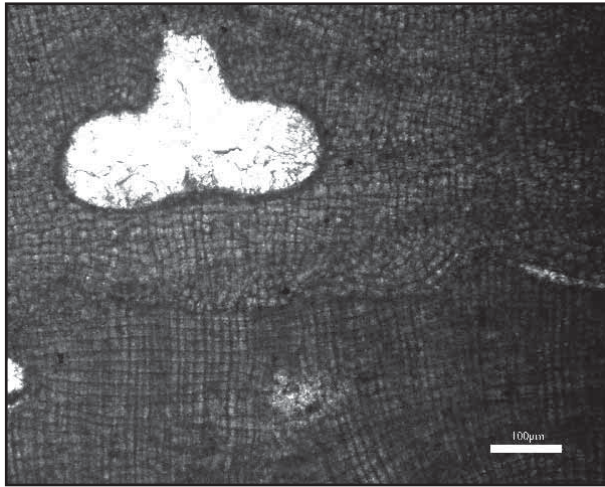
Pozoroval som osem druhov červených koralových rias: *Lithothamnion betieri*, *L. ramosissimum*, *L. valens*, *Mesophyllum sancti-dionysii*, *Lithophyllum nitorum*, *Lp. duplex*, *Spongites albanensis* a *Sporolithon* sp.

Druh *L. valens* (obr. 3) má špecifické zónovanie stielky a obdĺžnikové konceptakule presahujú výšku 120 µm. Druhou riasou je *L. ramosissimum*, ktorej konceptakule nikdy nepresahujú výšku 120 µm, nemá výraznú zonatúru a ku ktorej sa vzťahuje synonymum *Palaeothamnium archaeotypum* (Aguirre et al. 1996). Bola pozorovaná aj stielka druhu *L. betieri*, ktorá má miestami špongiový vzhľad a malé konceptakule (Aguirre – Braga 1998). Z rodu *Phy-*



Obr. 3: Druh *Lithothamnion valens*. Mnohopórová konceptakula a zónovanie stielky (Foto J. Hrabovský).
Fig. 3: Species *Lithothamnion valens*. Multiporate conceptacle and zoned thalli (Foto J. Hrabovský).

matolithon bol prítomný jediný druh *Phymatolithon calcareum* (obr. 4). V minulosti bol určený aj Zdražilkovou (1988) ako *L. operculatum*. Dnes uznávané meno je *Phymatolithon calcareum* (Basso et al. 1997).

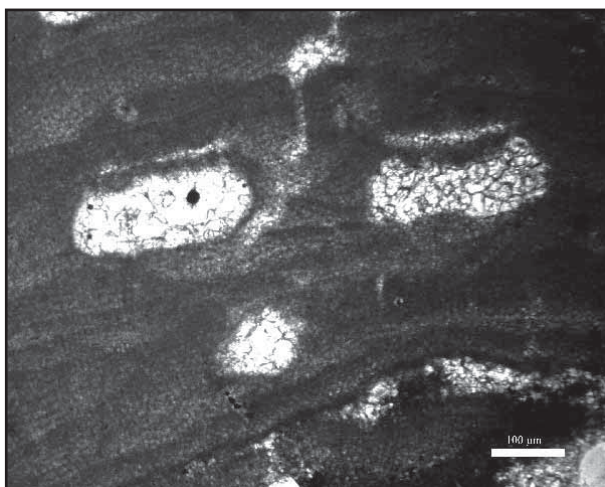


Obr. 4: Druh *Spongites albanensis*. Stielka má vzhľad nepravidelnej mriežky pre častú fúziu buniek (Foto J. Hrabovský).

Fig. 4: Species *Spongites albanensis*. Thalli with aspect of irregular grid, because of frequent cell fusion (Foto J. Hrabovský).

Pri rode *Mesophyllum* je nepohľavná mnohopórová konceptakula umiestnená v stielke s koaxiálnym hypothaliom, ktoré sa na krátke úseky môže strieďať s nekoaxiálnym hypothaliom. Druh *Mesophyllum sancti-dionysii* má vo výbrusoch oválne mnohopórové konceptakule a rovnomernú výraznú zonatúru. Typový druh rodu *M. lichenoides* dnes rastie v Stredozemnom mori.

Dva druhy rodu *Lithophyllum* majú tieto znaky: *Lp. nitorum* má v streche okolo póru jednu alebo dve vrstvy predĺžených buniek nápadne väčších než bunky okolia. *Lp. nitorum* má jasné anatomické znaky popísané Bragom a Aguirrem (Braga – Aguirre 1995) v neogénnych karbonátoch Španielska. Riasa je známa od stredného miocénu južného Španielska až do recentu oblasti Stredozemného



Obr. 5: Druh *Phymatolithon calcareum*. Konceptakule druhu mávajú nad sebou plochú diskovitú dutinu (Foto J. Hrabovský).

Fig. 5: Species *Phymatolithon calcareum*. Conceptacles of this species are topped by flat disc-shaped chamber (Foto J. Hrabovský).

mora (Braga – Aguirre 1995). *Lp. duplex* má nad pórom typickú kruhovú dutinku. Ostatné bunkové parametre sú iné než má typový druh *Lp. duplex*. Navyše, kruhová dutinka môže byť niekedy prítomná aj pri iných riasach rodu *Lithophyllum*. Preto je určený druh popísaný s rezervami.

Vo vzorkách zo spodného badenu je často popisovaný druh *Spongites albanensis* (obr. 5). *S. albanensis* je dnes považovaný za heterotypové synonymum druhu *S. fruticulosus*. Severozápadný Mediterán obývajú riasy rodu *Spongites*, typový druh *S. fruticulosus* (Basso 1995). *S. albanensis* z lokalít karpatskej čelnej priehlbiny má menšie konceptakule a trochu iné parametre stielky ako *S. albanensis*. Je veľmi pravdepodobné, že v minulosti bol nesprávne identifikovaný ako *S. albanensis* (*Lp. albanense*), a že o *S. fruticulosus* aj skutočne ide. Pre presnejší popis je potreba preskúmať typové vzorky oboch druhov. Zatiaľ používam pôvodné zaradenie *S. albanensis* (Hrabovský 2009, Zdražilková 1988).

Riasy čeľade *Sporolithaceae* (dnes radené do radu *Sporolithales*) majú nepohľavné konceptakule usporiadané v sorách a druhy sa odlišujú anatomickými znakmi. Druh, ktorý som pozoroval vo výbrusoch z karpatskej čelnej priehlbiny, som označil ako *Sporolithon* sp. Presnejší popis druhov niektorých hore spomenutých rias z lokalít je v práci Hrabovský (2009).

Diskusia

Ruduchovým vápencom sa v minulosti venovala Doláková et al. (2005, 2007). Podľa klasifikačnej schémy biofácií, ktorú zaviedol Carannante et al. (1988), priradila Doláková et al. (2005, 2007) ruduchové vápence do biofácie rhodalgal.

Rhodalgal facia sa dnes tvorí napríklad na pobreží Stredozemného mora, ktoré je situované v miernom až subtropickom klimatickom pásme (Carannante et al. 1988). V j. časti karpatskej čelnej priehlbiny sa nenachádza koralový útes. Podľa Basso (1998) v prípade, že je prostredie nevhodné pre rozvoj koralových útesov, môže dôjsť k rozšíreniu a dominancii koralových červených rias.

Litofácia rudstone-floatstone vetiev koralových rias bola Dolákovou et al. (2007) označená ako možná analógia k sedimentom maërl. Maërl je plytkovodný riasový štrk, ktorý dnes produkuje Stredozemné more alebo Európske pobrežie Atlantického oceánu (Basso 1998, Birkett et al. 1998). Na jeho tvorbe sa podieľajú koralové červené riasy *Lithothamnion valens*, *Lithothamnion corallioides* alebo *Phymatolithon calcareum* (Basso 1998, Birkett et al. 1998). Fosilný maërl bol popísaný z neogénnych vápencov „Litavac“ v okolí Zagrebu (Basso et al. 2008). Prítomnosť fosilných červených koralových rias *Lithothamnion valens*, *Lithothamnion corallioides* a *Phymatolithon calcareum* vo vápencoch indikuje sediment typu maërl (Basso et al. 2008, Basso 1998).

Vo výbrusoch spodno badenských ruduchových vápencov sa nachádza riasa *L. valens* a *Phymatolithon calcareum*. Pretože sa obe riasy v badenských vápencoch nachádzajú, je pravdepodobné, že v tomto období tvorili rovnaký typ sedimentu ako tvoria dnes – maërl. Problémom je skutočnosť, že väčšina vzoriek litofacie rudstone-

floatstone vetiev koralových rias, ktorá najskôr odpovedá dnešnému maërlu, je tvorená zaoblenými vetvami ruduch, v ktorých často chýbajú niektoré z hlavných anatomických znakov a preto sa nedajú dobre a presne zaradiť do systému. Preto je potrebné odobrať ďalšie vzorky a preskúmať detailnejšie vápence, ktoré spadajú do litofacie rudstone-floatstone vetiev koralových rias.

Na pobreží dnešného Stredozemného mora rastie riasa druhu *S. fruticulosus*. Ide o heterotypové synonymum druhu *S. albanensis*. *S. fruticulosus* aj *S. albanensis* tvoria rodolity v oboch prostrediach, aj fosilnom aj dnešnom (Basso et al. 2008). V rodolitoch z badenu karpatskej čelnej priehlbiny sa *S. albanensis* prerastá často s riasou *Lp. nitorum*, ktorá dnes rovnako obýva pobrežie Stredozemného mora aj j. Anglicka (Braga – Aguirre 1995, Adey – Adey 1973).

Záver

Boli revidované riasy z badenských lokalít j. časti karpatskej predhlbne. K popisu rias bol použitý elektrónový mikroskop. Jeho použitím bolo možné detailnejšie pozorovať znaky a využiť ich pri systematickom zaradení ruduch. Pozorovať tieto znaky v minulosti nebolo možné a preto boli niektoré staršie určenia zmenené, alebo bol urobený ich novší a presnejší popis. Podľa nových systematických štúdií Braga, Bosence a Stenecka (Braga et al. 1993), bolo určených osem druhov rias: *Lithothamnion betieri*, *L. ramosissimum*, *L. valens*, *Mesophyllum sancti-dionysii*, *Lithophyllum nitorum*, *Lp. duplex*, *Spongites albanensis* a *Sporolithon* sp. Na základe aktuopaleontologických podkladov *S. albanensis* a *Lp. nitorum*, obývali plytkovodné oblasti pobrežia badenského mora podobne tak ako je tomu napríklad v Stredozemnom mori. Toto more obývali aj druhy *P. calcareum* a *L. valens*, ktoré sa v recente podieľajú na tvorbe riasového štrku maërl v Stredomorí. Spojením mikrofaciálnej analýzy a taxonómie sa podarilo tento sediment rozpoznať aj v ruduchových vápencoch karpatskej čelnej prehlbiny. Pre presnejší popis bude potrebný ďalší výskum.

Literatúra

- Adey, W. H. – Adey, P. J. (1973): Studies on the Biosystematics and Ecology of the Epilithic Crustose Corallinaceae of the British Islands. – *British Phycological Journal*, 8, 343–407.
- Aguirre, J. – Braga, J. C. – Piller, W. E. (1996): Reassessment of *Palaeothamnium* Conti, 1946 (Corallinales, Rhodophyta). – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 94, 1–9.
- Aguirre, J. – Braga, J. C. (1998): Redescription of Lemoine's (1939) types of Coralline algal species from Algeria. – *Palaeontology*, 41, 3, 489–507.
- Basso, D. (1995): Living calcareous algae by a palaeontological approach: the genus *Lithothamnion* Heydrich nom. Cons. from the soft bottoms of the Tyrrhenian sea (Mediterranean). – *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia*, 101, 3, 349–366.
- Basso, D. (1998): Deep rodolith distribution in the Pontian Islands, Italy: a model for the palaeoecology of temperate sea. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 137, 173–187.
- Basso, D. – Fravega, P. – Vannucci, G. (1997): The taxonomy of *Lithothamnium ramosissimum* (Gumbel non Reuss) Conti and *Lithothamnium operculatum* (Conti) Conti (Rhodophyta, Corallinaceae). – *Facies*, 37, 167–182.
- Basso, D. – Vrsaljko, D. – Grgasovic, T. (2008): The coralline flora of Miocene maërl: the Croatian „Litavac“. – *Geologia croatica*, 61, 2–3, 333–340.
- Birkett, D. A. – Maggs, C. – Dring, M. J. (1998): Maërl (An Overview of Dynamics and Sensitivity Characteristics for Conservation Management of Marine SACs vol. V), Scottish Association for Marine Science (UK Marine SACs Project), Oban, UK (1998). pp. 116.
- Braga, J. C. – Aguirre, J. (1995): Taxonomy of fossil coralline algal species: Neogene Lithophylloideae (Rhodophyta, Corallinaceae) from southern Spain. – *Rev. Palaeobot. Palinol.* 86, 265–285.
- Braga, J. C. – Bosence, D. W. J. – Steneck, R. S. (1993): New anatomical characters in fossil coralline algae and their taxonomic implications. – *Palaeontology*, 36, 3, 535–547.
- Carannante, G. – Esteban, M. – Milliman, J. D. – Simenoe, L. (1988): Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. – *Sedimentary geology*, 60, 333–346.
- Doláková, N. – Brzobohatý, R. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (2005): Red-Algal Limestones and their relations of the palaeogeography of the Carpathian Foredeep – the present state of knowledge. – In: 12th Congress R.C.M.N.S. 6–11 September (2005), Vienna, Patterns and Processes in the Neogene of the Mediterranean Region, Program, AbstractParticipants. University of Vienna, Departement of Paleontology, Natural History Museum Vienna, Wien, 66–68.
- Doláková, N. – Brzobohatý, R. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (2007): The red-algal facies of the Lower Badenian limestones of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). – *Geol. Carpathica*, 59, 133–146.
- Hrabovský, J. (2009): Revize červených řas (Rhodophyta) vybraných lokalit badenu Moravy. – MS, Diplomová práce, PĚF MU, 60 str. Brno.
- Piller, W. E. (1994): *Nullipora ramosissima* Reuss, 1847 – a rediscovery. *Beitr. Paläont.*, 19, 181–189.
- Rasser, M. (2000): Anatomical features of coralline algae: recent and fossil compared. 18. 10. 2000 (citované 15. 4. 2010). Dostupné na internete: <http://www.palaeoweb.net/algae/>
- Reuss, A. E. (1847): Die fossilen Polyparien des Wiener tertiärbackens. – *Ein monographischer Versuch*, *Naturwiss. Abh.*, 2, pp. 109.
- Woelkerling, W. J. (1988): The Coralline Red Algae: An Analysis of the Genera and Subfamilies of Nongeculate Corallinaceae. – Oxford University Press, London & Oxford, pp. 268.
- Zdražilková, N. (1988): Corallinaceae spodního badenu karpatské předhlubně. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 33, 187–198.

GEOARCHEOLOGICKÝ VÝZKUM HALŠTATSKÉ ZEMNICE V MODŘICÍCH U BRNA

Geoarchaeological investigation of a sunken house from the Hallstatt period at Modřice near Brno

Markéta Jarošová¹, Lenka Lisá², Antonín Přichystal¹, David Parma³, Libor Petr⁴, Petr Kos³

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 270312@mail.muni.cz

² Geologický ústav AVČR, v. v. i., Rozvojová 269, 165 00, Praha; e-mail: lisa@gli.cas.cz

³ ÚAPP Brno, v. v. i., Kaloudova 30, 614 00 Brno; e-mail: parma@uapp.cz

⁴ Katedra archeologie FF ZČU Plzeň, Sedláčkova 15, 306 14 Plzeň; e-mail: liborpetr@atlas.cz

(24–34 Ivančice)

Key words: geoarchaeology, Hallstatt period, sunken house, micromorphology, south Moravia

Abstract

There was studied the infilling of a sunken house from Modřice near Brno, dated to the Hallstatt period. On the base of geoarchaeological approach, the more precise interpretations were made concerning the way the house was built, used and abandoned. The methods of micromorphology, magnetic susceptibility, simple chemical analyses and palynological determination were applied.

Úvod

Geoarcheologické studium výplní zahloubených objektů skrývá do budoucna významný potenciál pro interpretaci vzniku, využívání a zániku sídelních objektů. Jedním z příkladů, kde byl využit geoarcheologický přístup pro studium výplně takového nálezu, je halštatská zemnice v Modřicích u Brna. Cílem výzkumu bylo zhodnocení mikrostratigrafie výplně a v návaznosti na analytická data následná interpretace složení výplně a způsobu jejího vzniku, tj. způsobu využívání a následného zanášení (zániku) zahloubeného objektu.

Archeologická a geologická charakteristika lokality

Doba halštatská je období plynule navazující na dobu bronzovou. Reprezentuje časový horizont 700–450 let př. n. l. Období je rozděleno na stupně A–D podle periodizace německého badatele Paula Reineckeho. Jméno dostala podle významné archeologické lokality a solných dolů poblíž městečka Hallstatt v Horním Rakousku. Hlavními znaky doby halštatské jsou produkce železa a typický stavební prvek – zemnice (Podborský 2006). Halštatské zahloubené objekty interpretované jako zemnice, tj. objekty bez nadzemních konstrukčních prvků stěn, měly většinou tvar čtverce nebo obdélníku se zaoblenými rohy a bez vnitřního členění prostoru. Míra zahloubení je variabilní. Od objektů mělkých než 1 m po objekty dosahující téměř 2 m hloubky. Obytná plocha se pohybuje od 4 m² po 35 m² (v extrémních případech). Tvary a objemy zemnic jsou analogické jak v severovýchodních zemích (Trbojevic 2008), tak v Horním Rakousku. Výplně objektů byly doposud sledovány pouze z hlediska archeologických nálezů.

Studované místo se nachází v rovinném terénu a nebylo ovlivněno svahovými pochody. Jeho podloží je tvořeno mocným komplexem spraší a paleopůd (Krystková 1975, Musil 1993, Pelíšek 1939), které nasedají na sedimenty

ty karpatské předhlubně. Přítomnost modřické terasy je pouze hypotetická a nebyla na lokalitě doložena. Sedimentární záznam je ukončen holocenní půdou.

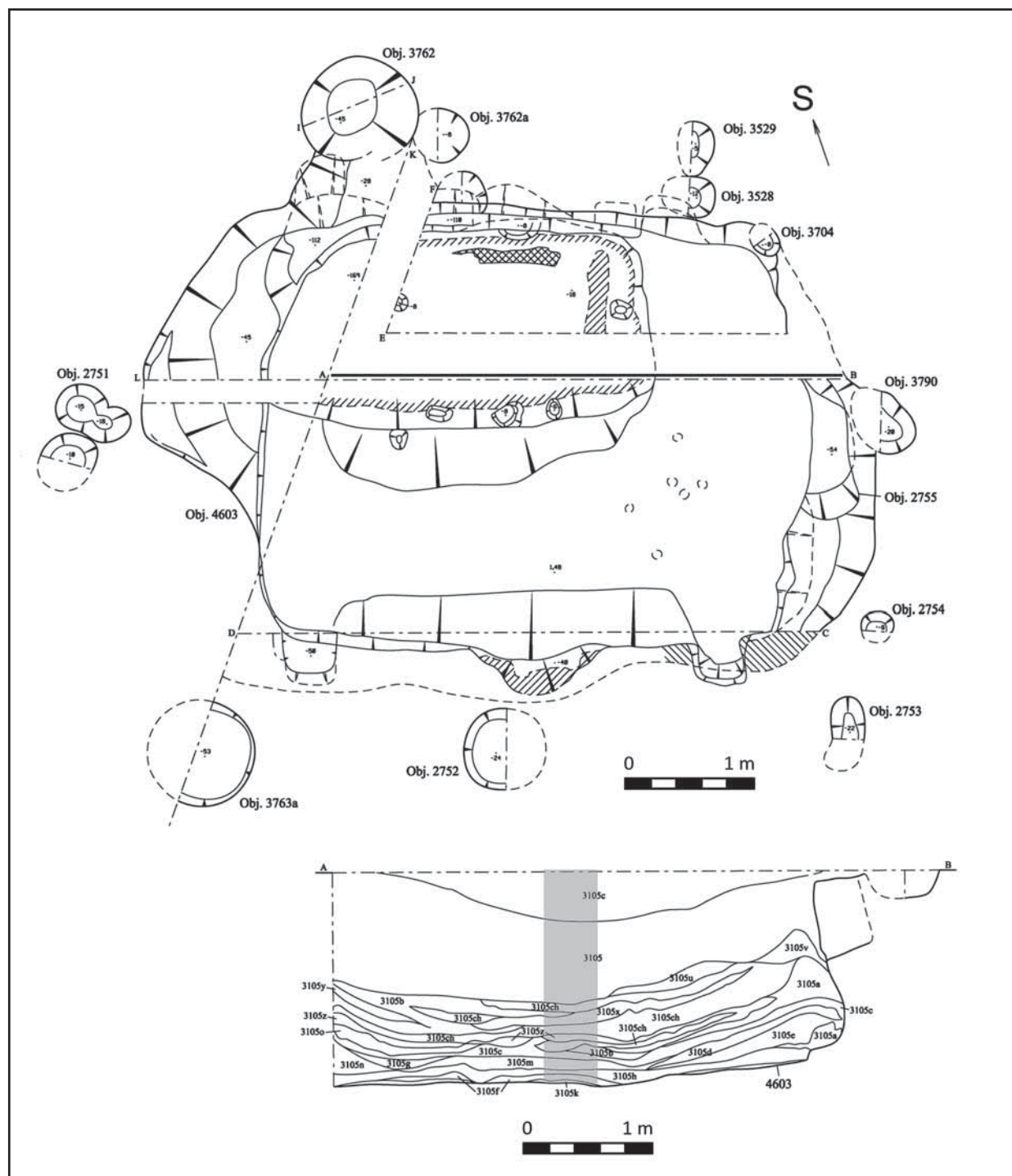
Popis objektu

V Modřicích u Brna proběhl v roce 2008–2009 záchranný archeologický výzkum vedený Davidem Parmou a Petrem Kosem. Byl vyvolán plánovanou výstavbou v průmyslové zóně města. Výzkum doložil sídlištní a pohřební aktivity z období mladšího neolitu, staršího a středního eneolitu, doby bronzové a doby halštatské.

Sledovaný objekt 4603 byl mírně zaobleného, obdélného tvaru s lalokovitými výběžky na sz. straně (obr. 1). Měl orientaci SZ–JV, délku 4,8–5,75 m a šířku 3,5–4,4 m. Jeho hloubka kolísala mezi 0,45–1,48 m, místy dosahovala až 1,65 m. Profil byl neckovitý až vakovitý; dno ploché s obdélnou prohlubní o rozměrech 2,6×2 m a s křivými jamkami při obvodu (2751, 3528, 3529 a další). Při krajích delších stěn se objevovaly svislé trámové kapsy o šířce 0,4 m uprostřed stěn byly trámové kapsy vodorovně ve třech úrovních nad sebou o rozměrech asi 0,35–0,4×0,4 m. Na sz. okraji objektu je předpokládán vchodový výběžek se dvěma schody. Po obvodu objektu, ale především při rozích na s. a jz. straně, byly objeveny sloupové jámy (3762, 3763 a, 2752), z nichž dvě byly se zemnicí propojeny žlabem hlubokým 0,15–0,28 m. Zemnice byla na základě archeologických nálezů, srovnatelných s nedalekým pohřebištem, zařazena podle chronologie Ch. Pareho do starší doby halštatské, stupeň Ha C1b (Pare 1999, Kos 2009).

Použitá metodika

Výplň zemnice byla sedimentologicky popsána a zdokumentována. Pro účely mikromorfologického studia byly odebrány tři vzorky do tzv. Kubiena boxů o rozměrech 9×5 cm. Ty byly následně zpracovány metodikou Bulloc-



Obr. 1: Nákres halštatské zemnice z Modřic u Brna.
 Fig. 1: Scheme of the Hallstatt sunken house at Modřice near Brno.

ka a Murphyho (1983), Stoopse (2003) a Kempa (2007). Dále byla odebrána výplň profilu do kovového truhlíku, a ta byla později ovzorkována v laboratoři pro analytické účely. Barvy byly popsány podle Munsellovy barevné škály (Geological Society of America 1999). Provedený výzkum sedimentů zahrnoval fosfátovou analýzu, stanovení pH (oboje změřeno v laboratoři Filosofické fakulty MU Brno) a ztrátu žíháním ve dvou etapách (do 550 °C a poté do 950 °C; provedena v laboratoři Ústavu geologických věd PŘF MU Brno, P. Kadlec), ze které byly následně přepočtem zjištěny obsahy organické hmoty a karbonátů. Dále

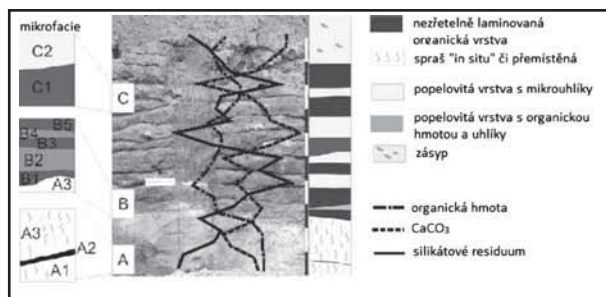
se jednalo o zjištění magnetické susceptibility (měřeno v laboratoři AGICO Inc. Brno) a palynologické rozborů (Katedra archeologie Západočeské university, L. Petr). Závislosti jednotlivých měřených veličin byly interpretovány v návaznosti na mikromorfologii a makroskopický popis sedimentů.

Vzorky na pylovou analýzu byly připraveny standardní acetylační metodou. Použita byla kyselina chlorovodíková na odstranění uhličitánů a kyselina fluorovodíková na odstranění křemičitanů. Suma pylových zrn ve vzorku byla napočítána nejméně 300. Pylový diagram byl zfoto-

ven v programu POLPAL včetně numerických analýz (Nalpeka – Walanus 2003). Numerická metoda CONSLINK umožňuje klastrovou analýzu a shlukuje pylová spektra na základě stratigrafických omezení. Vzorky (skupiny) se shlukují vždy na základě podobnosti a to až do nejvyšší možné hladiny, kde jsou děleny výsledné dvě skupiny vzorků. „Rarefaction analysis“ (Birks 1992) určuje druhové bohatství jednotlivých vzorků, přepočítané na jednotnou pylovou sumu ($n = 115$). Vzorky s příliš nízkou sumou jsou vyloučeny z analýzy. „Principal Component Analysis“ (PCA) je multivariální analýza. K vyhodnocení jsou použity tři hlavní osy znázorňující variabilitu vzorků. První osa je nejdůležitější a obsahuje lineární kombinaci taxonů. Na zbylých dvou vedlejších osách je znázorněna další variabilita vzorků v prostoru. Provedena byla i analýza druhové bohatosti pylového spektra (Rarefacted number of pollen taxa).

Získané výsledky

Pro účely jednoduchého znázornění (obr. 2) byly sedimenty rozděleny do tří litologických vrstev. Vrstva B, která tvoří nejmocnější část výplně, je také sedimentologicky nejpestřejší a představuje v celé své mocnosti kulturní vrstvu vzniklou při používání země.



Obr. 2: Sedimentologický popis výplně země s křivkami procentuálních obsahů organické hmoty, CaCO₃ a silikátového residua.

Fig. 2: Sedimentological description of the sunken house filling with the curves of organic matter, CaCO₃ and silicate residue contents.

Sedimentologický popis

A) Bázi země tvoří spraš asi 1 cm mocná organická vrstva; nad ní je 15 cm pórovitá, relativně tmavší redeponovaná spraš.

B) V nadloží se střídá 1 m sledu opakujících se lamin o mocnosti mm až cm, které se liší strukturou, barvou a obsahem uhlíků. V podstatě se střídají organické vrstvy s redeponovanou spraší a popelovitým zásypem.

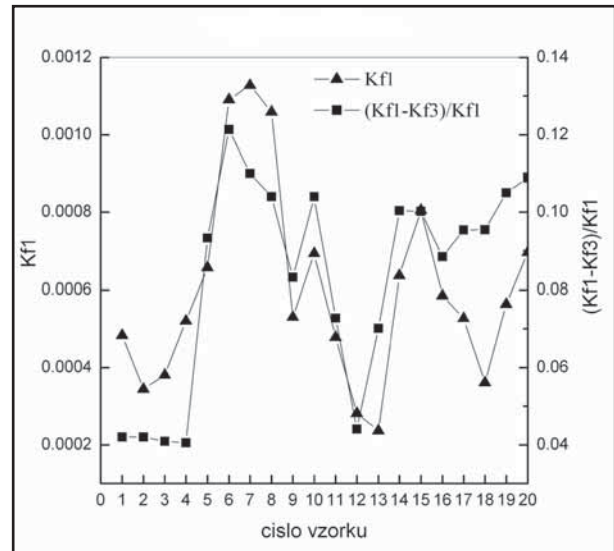
C) Nejsvrchnější část je tvořena homogenním zásypem.

Měření magnetické susceptibilit

Obsahy magnetické susceptibilit kolísají především v závislosti na přítomnosti či nepřítomnosti organické hmoty, sprašového nebo popelovitého zásypu, které lze interpretovat jako sanitární vrstvy. Diamagnetická organická hmota magnetickou susceptibilitu snižuje, oproti tomu materiál spraše nebo propálené spraše ji zvyšuje. Frekvencně

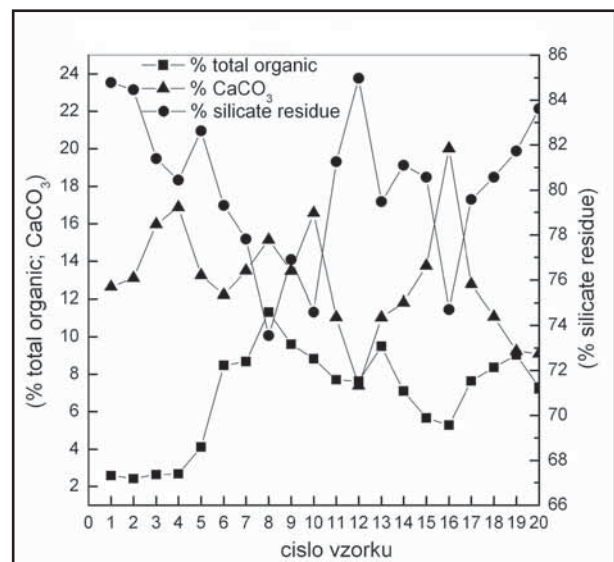
ně závislá magnetická susceptibilita – dále jen MS(f) – koresponduje do vzorku 15 s magnetickou susceptibilitou měřenou při jedné frekvenci, od vzorku 16 hodnoty frekvencně závislé magnetické susceptibilit narůstají (obr. 3).

Hodnoty závislosti magnetické susceptibilit jsou do vzorku 15 nepřímě úměrně obsahům silikátového residua, od vzorku 16 narůstá jak hodnota magnetické susceptibilit frekvencně závislé, tak obsah silikátového residua.



Obr. 3: Závislost magnetické susceptibilit měřen při jedné frekvenci a frekvencně závislé.

Fig. 3: Dependency between magnetic susceptibility measured in one frequency and variable with frequency.



Obr. 4: Vztahy mezi obsahy organické hmoty, CaCO₃ a silikátovým residuem.

Fig. 4: Relationships among contents of organic matter, CaCO₃ and silicate residue.

Výsledky chemických analýz

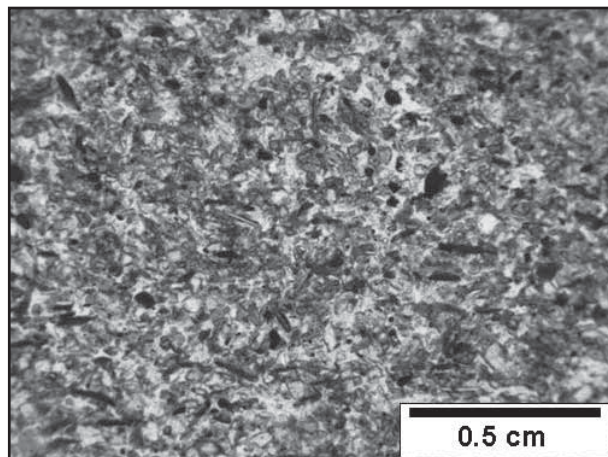
Hodnoty zjištěné ztrátou žíháním jakož i obsahy fosfátů jsou v profilu silně rozkolísané, což je dáno makroskopicky viditelným střídáním vrstev rozdílného složení. Vzorkování výplně po 5 cm se ukázalo jako nedostatečné, protože tento interval zahrnoval několik rozdílných lamin.

Lze tak částečně interpretovat vztahy mezi obsahy karbonátů, silikátového residua a obsahy fosfátů, nelze to však vztáhnout k makroskopickému nebo mikromorfologickému popisu profilu.

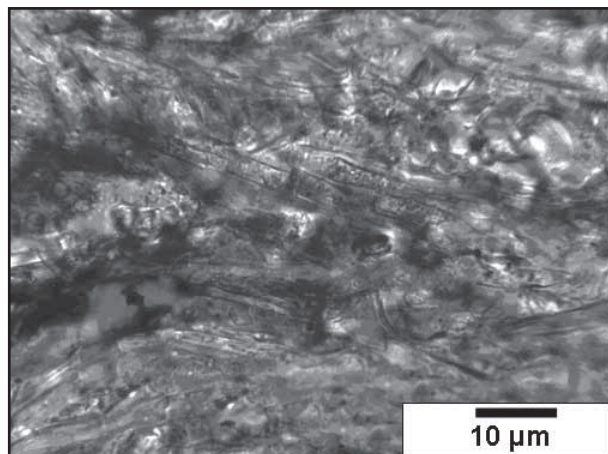
Zvýšené hodnoty obsahů karbonátů (obr. 4) tak v některých horizontech korespondují se zvýšeným nárůstem organické hmoty či fosfátů, v jiných horizontech je tomu však naopak. Tento fakt byl následně vysvětlen při studiu mikrostratigrafie sedimentů. Vrstvy organického materiálu, které zároveň dotují obsahy fosfátů, jsou doprovázeny tzv. sanitárními vrstvami s charakteristickým zvýšeným obsahem karbonátů, který pochází ze spraší.

Mikromorfologická analýza

Tři odebrané mikromorfologické vzorky z výplně zemnice byly označeny jako A, B a C (viz obr. 2) a v rámci těchto vzorků byly již při makroskopickém popisu vyznačeny mikrofacie s číselnými indexy. Vrstva vzorku A označená jako A1 a A3 odpovídá svými mikrostrukturními znaky a složením prachovitému vápnitému sedimentu geneticky interpretovanému jako spraš (obr. 5). Vrstva vzorku A označená jako A2 je tvořena dekomponovanou organickou hmotou. Vrstva vzorku B označená jako B3 je analogická vrstvě A3 ze vzorku A. Vrstvy vzorku B vykazovaly makroskopicky barevné či litologické rozdíly,

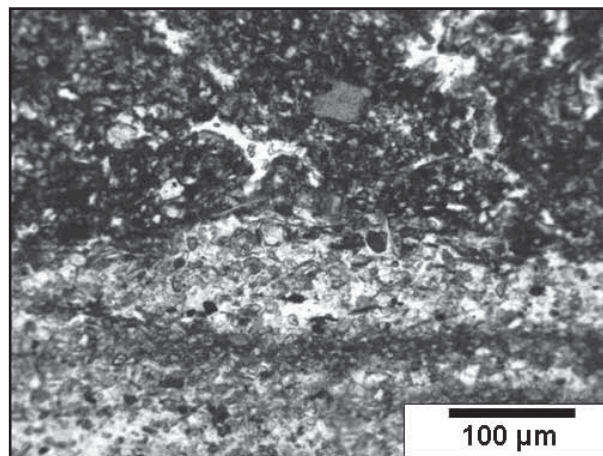


Obr. 5: Podložní spraš ze zemnice ve výbrusu.
Fig. 5: Underlying loess of the sunken house in the thin section.



Obr. 6: Organická vrstva s fytolity ve výbrusu.
Fig. 6: Organic layer with phytoliths in the thin section.

při bližším zkoumání byla však jejich stratigrafie mnohem komplikovanější a jednotlivé vrstvy natolik bioturbované, že do sebe navzájem přecházely. Celkově se však daly rozlišit reliktky jednotlivých vrstev a jejich hlavní znaky. Vrstvy makroskopicky označené jako B1, B3 a B5 jsou tvořeny rozloženou a nebo jen částečně rozloženou organickou hmotou s velkým množstvím fytolitů v pozici „in situ“ (obr. 6), to je v pozici, jak se nacházely v původní rostlině a byly tudíž interpretovány jako relikt podestýlky, respektive podlahy pokryté senem či slámou. Vrstvy označené jako B2 a B4 jsou tvořeny převážně prachovitým vápnitým materiálem, v některých případech se zřetelnými krystaly kalcitu a s množstvím uhlíků. Tyto vrstvy byly interpretovány jako tzv. sanitární polohy (obr. 7). Vrstva C1 vzorku C je složena z několika lamin bohatších na fytolity či bohatších na prachovitou složku. Jednotlivé vrstvy do sebe přecházejí. Vrstva C2 je tvořena prachovitým materiálem s fragmenty půdní matrix. Zkrácený mikromorfologický popis uveden formou tabulky (tab. 1).

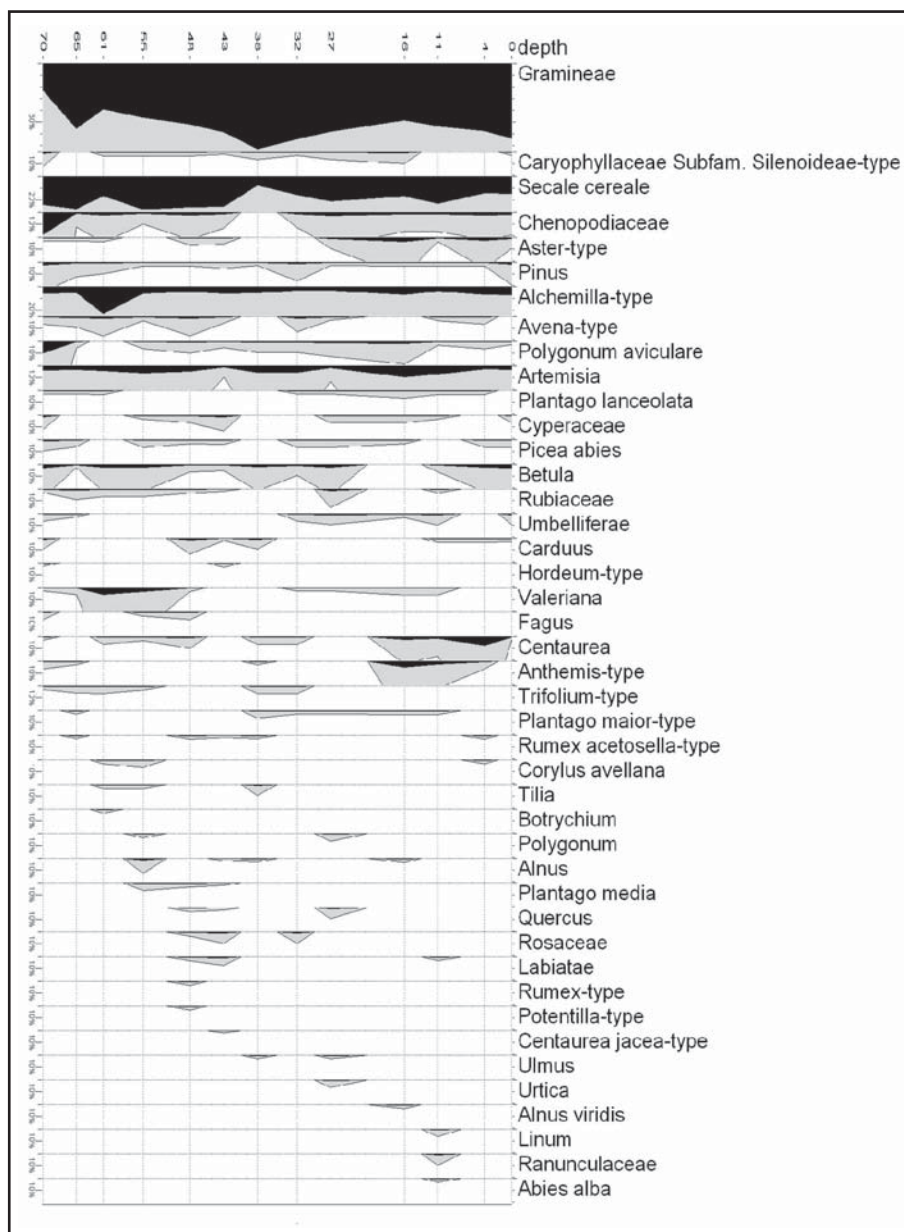


Obr. 7: Vrstva spraše a tzv. vrstva sanitární ve výbrusu.
Fig. 7: The loess-layer and so-called sanitary layer in the thin section.

Palynologická analýza

Pylová zrna jsou špatně zachovalá, fragmentovaná a zkorodovaná. Vzorky MH-01 a MH-11 neobsahovaly počitatelné množství pylových zrn. Ve všech vzorcích převažují drobné mikrouhlíky nejčastěji z trav nad pylovými zrny (obr. 8).

V pylovém spektru dosahují traviny podílu 20 až 60 %. Druhým nejčastějším taxonem je pyl obilovin se zastoupením až 25 %. Výrazně se vyskytuje pyl pelyňku (okolo 5%), čeleď hvězdnicovitých (Asteraceae subfam. Cichorioideae) až 20 %. Relativně málo jsou zastoupeny ruderalní taxony, jako je rdesno ptačí, šťovík menší, jitrocel kopinatý, jitrocel větší, které mají nespojitě křivky. Menší výjimkou je čeleď merlíkovitých, která má ve vzorku MH-02, odebraného 70 cm od povrchu, zastoupení 15 %. Pyl dřevin je zachycen jen minimálně. Významnější podíl má jen borovice a bříza. Dub, jilm, lípa, líska, olše, buk, jedle a smrk jsou přítomny jen sporadicky. Z ostatních bylin je zajímavé větší zastoupení chrpy ve vzorcích MH-15, MH-14, MH-13 a MH-12, odebraných 0 až 16 cm od povrchu, podobný charakter má i křivka pylového typu *Anthemis*.



Obr. 8: Pylový diagram z výplně zemnice.
Fig. 8: Pollen diagram of the sunken house filling.

Zajímavý je rovněž vyšší podíl pylu kozlíku (*Valeriana*) ve vzorcích MH-02 až MH-06 v rozmezí 48 až 70 cm od povrchu. Z užitkových rostlin byl zachycen pouze len ve vzorku MH-13. Ostatní taxony bylin (např. čeledi Umbelliferae, Rubiaceae, Labiatae, Cyperaceae, Ranunculaceae nebo *Trifolium* typ, *Carduus*) jsou přítomny jen sporadicky.

Nebyly zachyceny žádné určité spóry parazitů trávícího traktu, jako například *Trichiura trichiuris* nebo *Ascaris* (škrkavka), které jsou běžné ve fekálních a odpadních sedimentech ve středověku.

Celkově si jsou vzorky relativně dost podobné s malými rozdíly dle výsledků analýzy druhové bohatosti (Rarefaction number of pollen taxa). Jistou míru odlišnosti má jen vzorek MH-02.

Interpretace

Zemnice byla vyhloubena v rovinatém terénu se sprašovým podkladem, bez výraznějších svahových procesů.

Hladina podzemní vody zde byla nízká, i když nedaleko odsud protékala řeka Svatka. Tyto poměry částečně předurčily způsob založení, možnou nezbytnost či absenci podlahové vrstvy a charakter využití nebo zanášení objektu.

Absence vlhkosti ve 2 m hlubokém objektu nevyžadovala přípravu podlahové vrstvy. Spraše jako takové zároveň dovolují snadné hloubení, přičemž stěny zemnice jsou poměrně stále pevné a potřebují pouze částečné zpevnění (viz konstrukční prvky zemnice). Laminovaná, asi 1 m mocná výplň zemnice byla interpretována na základě stratigrafie a mikrostratigrafie jako systém podlahových vrstev s přidávanými sanitárními polohami, které zamezovaly šíření pachu či vlhkosti z rozkladu organické hmoty. Tato měnící se výplň, tvořená vrstvičkami organické hmoty, přemístěnou spraší, popelovitými vrstvami a uhlíky, se odráží také v hodnotách magnetické susceptibilitity, obsahu karbonátů nebo organické hmoty. Monotónní hodnoty pH potvrzují stabilitu fosfátů, které jsou vázány především na částečně rozloženou organickou hmotu. Od vzorku č. 15 je zřejmý přínos pedogenně ovlivněného materiálu, tzn. pravděpodobná fáze

počínajícího zániku zemnice, kdy dojde k destrukci stěn, odkrytí prostoru a do zemnice se začíná přirozenou gravitací zanášet půda z okolí. Tato domněnka je podpořena nejen mikrostratigraficky, ale i zvyšujícími se obsahy frekvenčně závislé magnetické susceptibilitity, které nekorelují se susceptibilitou měřenou při jedné frekvenci. Zároveň s MS(f) roste obsah silikátového residua, tj. klesá obsah karbonátů a organické hmoty. Nárůsty obsahů organické hmoty a fosforečnanů korespondují s nárůstem obsahu karbonátů, což je ale někdy dáno způsobem vzorkování a tudíž následnými zkreslenými hodnotami. Sanitární vrstvy tvořené především sprašemi s karbonátovou složkou se v tomto případě mísí s vrstvami organické hmoty, která zároveň dotuje hodnoty fosfátů. Mikromorfologie má v tomto případě mnohem větší vypovídací hodnotu.

Palynologická analýza prokázala přítomnost homogenního pylového spektra. Z provedených analýz a diskuze archeologického kontextu není příliš zřejmá samotná

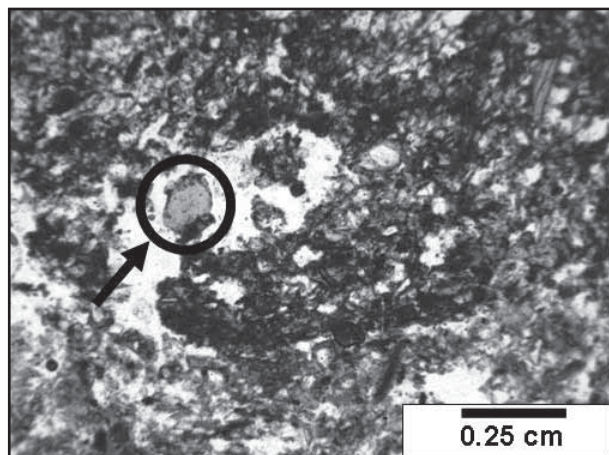
kontext	struktura		porozita						biomin.		organika				inkluze			pedo. prvky					
	mikrostruktura	dominantní orientace	planární	jednoduše shlukující	složitě shlukující	dutiny	kanálky	praskliny	komory	fytolity	oxaláty	diatomity	opakní tmavá	opakní světlá	částečně rozložená	nerozložená	tečkování	uhlíky	kosti	mazanice	koncentrace karbonátů	extremity	ochuzení matrix
A1	masivní místy kanálkovitá	bez orientace					••					••									••		
A2	plátovitá	horizontální	••						••			••	••	••	••	••							
A3	masivní místy dutinová	bez orientace				••	•					••				••					••		
B1	granulární, místy komplexní	bez orientace		•	••			•	•	••	••	••	••	••	••	••	••	•	••		••	••	
B2	masivní místy dutinová	bez orientace				••						••	••			••	••				••		
B3	granulární, místy komplexní	bez orientace			••			•				••	••	••	••	••	•					••	••
B4	masivní místy dutinová	bez orientace				••						••	••	•		•					••		
B5	granulární, místy komplexní	bez orientace			••			•	••	••		••	••	••	••	••	•					••	••
C1	granulární, místy komplexní	bez orientace			••			•	••	••		••	••	••	••	••	•					••	••
C2	masivní místy planární či komplexní	místy horizontální	••									••		•		••	••				•		

Vysvětlivky: • < 2 %; •• 2–5 %; ••• 5–10 %; •••• 10–20 %; ••••• 20–30 %; •••••• 30–40 %; ••••••• 40–50 %; •••••••• 50–60 %; ••••••••• 60–70 %; •••••••••• > 70 %

Tab. 1: Hlavní mikromorfologické znaky popsané ve studovaných výbrusech.

Tab. 1: The main micromorphological features described within studied thin sections.

funkce zemnice, nejspíš se jednalo o intenzivně využívaný víceúčelový prostor. Vzhledem k tomu, že část výplně byla interpretována, díky přítomnosti úlomku natrávené kosti (obr. 9), jako možné ustájení vřezavců, je absence parazitů překvapující. Pokud je přítomnost této kosti pouze náhodná, muselo být ustájení pouze krátkodobou záležitostí.



Obr. 9: Organická vrstva se zbytky kosti (šipka) ve výbrusu.

Fig. 9: The organic layer with remains of bone (indicated) in the thin section.

Závěr

Studium výplně halštatské zemnice v Modřicích u Brna je ukázkou využití geoarcheologického přístupu pro řešení komplexnějších otázek, jako je způsob stavby, využití a zánik archeologického objektu. Na základě výsledků našeho studia je zřejmé, že vhodné geomorfologické poměry lokality byly jedním z důvodů pro stavbu objektu. Téměř

dva metry hluboká zemnice byla intenzivně využívána poměrně po dlouhou dobu a to k nejrozličnějším účelům, od skladovacích, po obytné nebo výrobní. Povrch podlahy zemnice byl důsledně upravován formou přidávání tzv. sanitárních vrstev tvořených buď vápnitou spráší z okolí lokality nebo popelovitým zásypem. Při využívání zemnice došlo k nahromadění vrstev organické hmoty, jež může být interpretována v některých případech jako podestýlka, změkčení úložného prostoru, či místo pro spaní. Po vytvoření zhruba 1 m mocné výplně zemnice dochází k jejímu zániku, jenž je charakterizován v sedimentologickém záznamu přítomností pedogenně ovlivněného materiálu a následného zásypu.

Vlastní objekt 4603 je v textu označován technickým termínem zemnice, ovšem v tomto případě je nutné počítat s odlišným stavebním řešením, než je prostá přestřešená jáma. Důležitou indicií jsou sloupové jámy při obvodu objektu, u kterých ovšem nelze prokázat jejich současnost s objektem a především dvojice rozměrných trámových kapes v jižní stěně. Masivnost těchto konstrukčních prvků indikuje přítomnost výrazné, se zahloubeným objektem přímo provázané nadzemní stavby. Je tedy nutné uvažovat o polozemnici či spíše o patrovém uspořádání, kde by zahloubení plnilo funkci suterénu.

Předložené interpretace bude možné v budoucnu doplnit poznatky ze zpracování archeologických nálezů a z plavení získaného paleobotanického materiálu.

Výzkum byl podpořen výzkumným záměrem GLÚ AVČR v. v. i. č. Z 30130516, výzkumným záměrem KAR FF ZČU Plzeň MŠM 4977751314 a výzkumným záměrem PŘF MU Brno MSM 0021622427.

Literatura

- Birks, H. J. B. (1992): Some reflections on the application of numerical methods in Quaternary palaeoecology. – *Publ. Karelian Inst., Univ. Joensuu*, 102, 7–20. Joensuu.
- Bullock, P. – Murphy, C. P., eds. (1983): *Soil micromorphology*. – AB Academic, Berkhamsted.
- Kemp, R. A. (2007): *Soil Micromorphology*. – In: Ellias, S. A., ed: *Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 3, 2103–2114. Elsevier, London.
- Kos, P. (2009): Modřice (okr. Brno-venkov), „Rybničky“, Areál firmy Terramet a Rova. – *Přehled výzkumů*, 50, 310–311. Archeologický ústav AV ČR, Brno.
- Krystková, L. (1975): Petrografický výzkum spraší na střední Moravě. – MS, kandidátská práce, Geografický ústav ČSAV, Geotest n. p. Brno.
- Musil, R. (1993): Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. – In: Přichystal, A. – Obstová, O. – Suk, M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*. – Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd PřF MU, 133–156. Brno.
- Nalepka, D. – Walanus, A. (2003): Data processing in pollen analysis. – *Acta Palaeobotanica*, 43(1), 125–134. Kraków.
- Pare, F. E. Ch. (1999): *Beitrage zum Übergang von der Bronze- zur Eisenzeit in Mitteleuropa, Teil II: Grundzüge der Chronologie im westlichen Mitteleuropa (11.-8. Jahrhundert v. Chr.)*. – *Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums* 46/1, 175–315. Mainz am Rhein.
- Pelíšek, J. (1939): Příspěvek k charakteristice a rozdělení moravských spraší a sprašových zemin. – *Příroda*, 32, 195–198. Brno.
- Podborský, V. (2006): *Dějiny pravěku a rané doby dějinné*. – 3. vyd., FF MU, 325 str. Brno.
- Stoops, G. ed. (2003): *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections*. – Soil Science Society of America, Inc. Madison, pp. 141. Wisconsin, USA.
- Trbojevic, N. (2008): Comparative analysis of Viking Age pit houses. – MS, *Fornleifafræði Háskóli Íslands*. Reykjavík.

SEQUENCE STRATIGRAPHY OF THE NORTHERN DANUBE BASIN (SLOVAKIA)



Michal Kováč¹, Rastislav Synak¹, Klement Fordinál², Peter Joniak¹

¹Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; e-mail: kovacm@fns.uniba.sk

²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; e-mail: klement.fordinál@geology.sk

Key words: Danube Basin, Upper Miocene, Upper Pliocene, depositional cycles

Abstract

Danube Basin Upper Miocene to Pliocene development is well recorded in its sedimentary succession, where three depositional sequences were documented (marked DB1, DB2 and DB3). First lacustrine depositional cycle (DB1) comprises the Lower to lowermost Upper Pannonian sediments (A–F zones sensu Papp 1951) represented by the Ivánka Formation and lower part of the Beladice Formation, deposited in time span 11.6–(9.7?) 8.9 Ma. Second lacustrine to alluvial depositional cycle (DB2) comprises the Upper Pannonian sediments (F, G and H zones sensu Papp 1951) represented by the upper part of the Beladice Formation and Volkovce Formation, deposited in time span 8.9 – 6.3? Ma. Third, alluvial depositional cycle (DB3) comprises the Danube Basin Upper Pliocene sediments represented by the Romanian Kolárovo Formation, dated 4.1? – 2.6 Ma.

Vývoj Dunajskej panvy vo vrchnom miocéne až pliocéne je dobre zaznamenaný v charaktere a faciálnom vývoji jej sedimentárnej výplne, ktorú môžeme rozdeliť do troch depozičných cyklov (nazvaných DB1, DB2 a DB3). Prvý jazerný cyklus (DB1) obsahuje usadeniny spodného, stredného až ranného vrchného panónu (zón A–F v zmysle Papp 1951) a je reprezentovaný sedimentami ivánskeho súvrstvia a spodnou časťou beladického súvrstvia, ktoré sa usadili v rozpätí 11,6–(9,7?) 8,9 mil. rokov. Druhý jazerno–aluviálny depozičný cyklus (DB2) obsahuje usadeniny vrchného panónu (zóny F, G a H v zmysle Papp 1951) a je reprezentovaný vrchnou časťou beladického a volkovským súvrstviem, usadenými v rozpätí 8,9–6,3? mil. rokov. Tretí, aluviálny depozičný cyklus (DB3), tvoria vrchnopliocénne usadeniny severnej časti Dunajskej panvy radené do kolárovskeho súvrstvia, stupňa roman (4,1?–2,6 mil. rokov).

The Late Neogene history of the Danube Basin is characterized by widespread back-arc rifting and gradual basin infill during the Upper Miocene, followed by the latest Miocene to Early Pliocene uplift and denudation (Kováč 2000, Sacchi – Horváth 2002, Kováč et al. 2006). Basin development is well recorded in its sedimentary succession.

The Early to Middle Pannonian depositional system of the basin northern part (Slovakia) represented margin of the extensive Lake Pannon, with sporadic, short time connections towards the Eastern Paratethys during the earliest Upper Miocene (Magyar et al. 1999). Influence of the Messinian salinity crisis and coeval sea level fall in the Mediterranean, in closed alluvial to residual lake system of the Danube Basin during the Late Pannonian, was overprinted by tectonics, acting in the Western Carpathian orogen during this time (Leever et al. in press, Uhrin et al. 2009).

Basin evolutionary stages from lake to alluvial plain are well recorded in the sedimentary succession of basin, where the deep water setting brackish offshore deposits gradually change to shallow water setting marches and deltaic deposits and are followed by freshwater alluvial sedimentation. The Late Miocene changes of depositional systems in the Danube Basin northern part (Slovakia) were dated by tools of bio- and sequence stratigraphy.

Biostratigraphy of the Upper Miocene sediments of the Danube Basin (Fig. 1) is based mostly in “classical” division to A – H zones following the brackish and freshwater mollusc evolution (sensu Papp 1951, 1953). The mollusc biozonation was correlated with appearance of dinoflagellates and calcareous nanoplankton (sensu Marunteanu 1997). Important group for terrestrial depos-

its are also fossilised remains of mammals (MN zones – sensu Kováč et al. 2006, Vlačíky et al. 2008).

New results of this study, as well as comparison with results in southern part of the basin in Hungary (Csató 1993, Vakarcs et al. 1994; Kováč et al. 1999a, b, Juhász et al. 1999, Magyar et al. 1999, Sachi – Horváth 2002), helped to define three depositional cycles – sequences in the northern part of the Danube Basin (Slovakia): the Lower to lowermost Upper Pannonian lacustrine cycle (DB1), the Upper Pannonian ephemeral lakes to alluvial cycle (DB2) and the Upper Pliocene alluvial cycle (DB3). The time span between the Upper Pannonian and Upper Pliocene represents denudation during basin structural inversion stage. Reevaluation of existing data also specified till now used time range of the Volkovce Formation in Slovak part of the Danube Basin: instead of the Early Pliocene Dacian stage, the Upper Pannonian stage, sensu Vasiljev et al. (2004) is used (Fig.1).

Lower and Middle Pannonian sediments of the Danube Basin (A–E zones sensu Papp 1951) deposited in time span 11.6–9.7 Ma are represented in Slovakia by the Ivánka Formation (Priehodská – Harčár 1988, Vass 2002), in Hungary by the Endrőd, Szolnok, Algyő and Újfalu formations (Császár et al. 1997). The **lacustrine depositional sequence (DB 1)** started mostly with erosive sequence boundary (SB 1 type) about which appears various sedimentary facies as: deepwater setting marls, clays and sandy turbidites, deposits of the basin paleoslope or delta-slope and shallow water deposits of marches, lagoons, coastal and delta plain built up by clays, sands and coal seams, depending on actual position of the sedimentary environment in the basin. Transgressive surface (ts) is situated at the base of the Papp’s zone D, maximum flooding

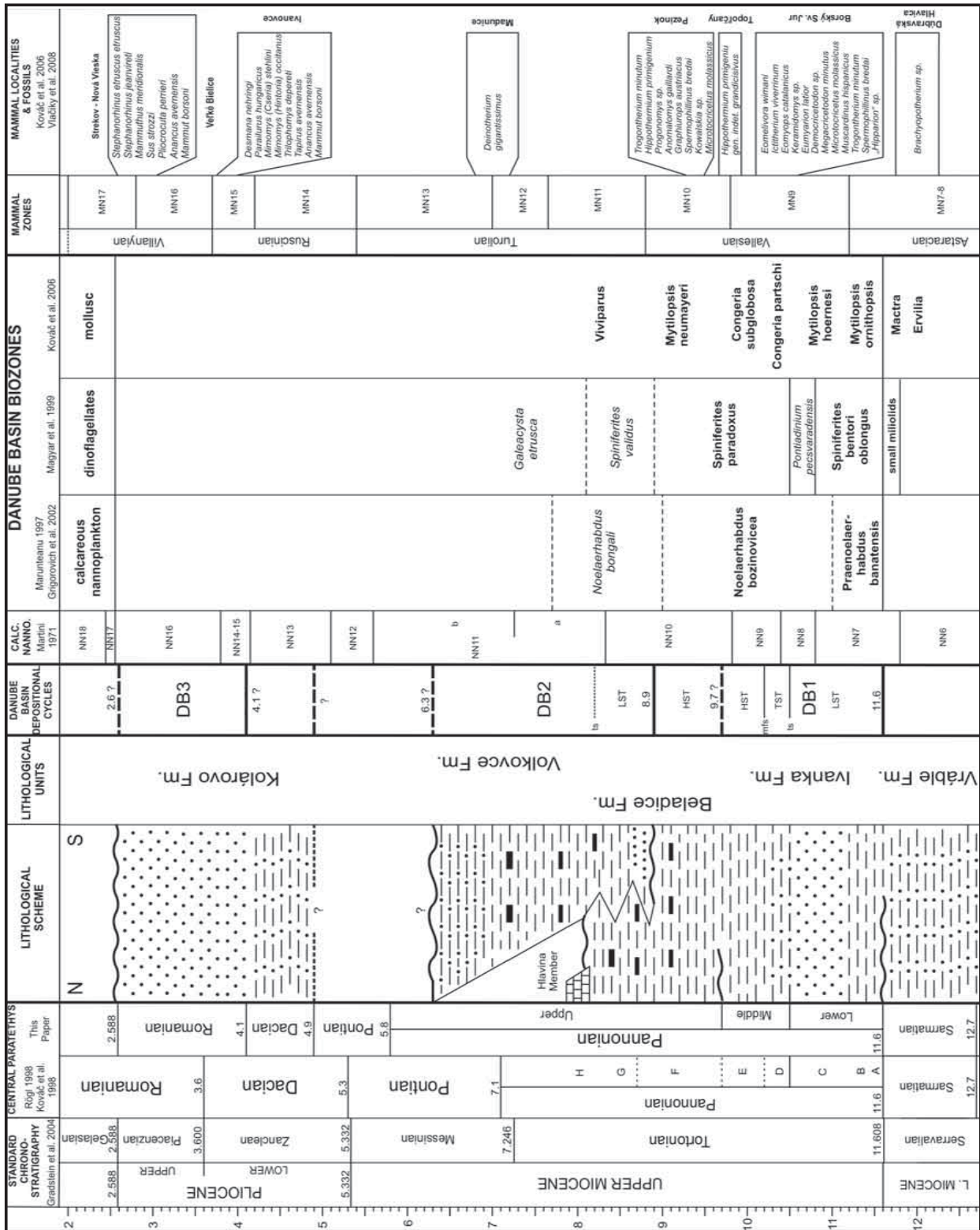


Fig. 1: Lithostratigraphic scheme of formations and biostratigraphic zonation in the Danube Basin area. Central Paratethys stratigraphy after Rögl (1998), Kováč et al. (1998), Vasiljev et al. (2004); NN zonation after Martini (1971), Calcareous Nannoplankton after Marunteanu (1997), Andrejeva – Grigorovich et al. (2003a, b), Dinoflagellates after Magyar et al. (1999); Mollusc and mammals after Kováč et al. (2006). Explanatory notes: dots – sand and gravel; dots and lines – silt, sand and clay; lines – marl, clay; rectangles – carbonates; thick lines – coal; undulated lines – erosion; DB – Danube Basin Upper Miocene to Pliocene depositional cycles. Obr. 1: Litostratigrafická schéma súvrství a biostratigrafická zonácia platná pre oblasť Dunajskej panvy. Stratigrafia centrálnej Paratetydy podľa Rögl (1998); Kováč et al. (1998), Vasiljev et al. (2004); NN zonácia podľa Martini (1971), vápnitý nanoplanktón podľa Marunteanu (1997), Andrejeva – Grigorovich et al. (2003a, b), dinoflageláty podľa Magyar et al. (1999), mäkkýše a fauna cicavcov podľa Kováč et al. (2006). Vysvetlivky: bodky – piesok a štrk; bodky a čiarky – prachovce, piesok a íly; čiarky – vápnitý íl, íl; obdĺžniky – vápenec; hrubé čiary – uhlie; zvlnená čiara – erózia; DB – depozičné cykly vrchnomiocénnych a pliocénnych usadenín Dunajskej panvy.

surface (mfs) is situated in clays at the base of the Papp's zone E (identical with the Vienna Basin, sensu Kováč et al. 1998, Kováč et al. 2004). The sedimentary record of the basin shows at the beginning a retrogradational (A, B, C zones), than a gradational (D zone) and later a progradational trend (E zone).

The Early Pannonian age of the sequence lower part is proved by occurrence of *Mytilopsis ornithopsis* and *Mytilopsis hoernesi* biozones in shallow water setting, the upper part of the sequence is of the Middle Pannonian age, proved by occurrence of *Congerina partschi* and *Congerina subglobosa* biozones (Fordinál in Nagy et al. 1995, Fordinál 1997). The mentioned time span is justified also by endemic nanoplankton of the *Praenoelaerhabdus banatensis* and *Noelaerhabdus bozinovicae* biozones (Andrejeva-Grigorovich et al. 2003a, b, Kováč et al. 2008) which can be correlated with standard NN9 and NN10 zones (Martini, 1971), as well as by presence of MN 10 and MN 9 Mammal biozones (Kováč et al. 2006).

Upper Pannonian sediments of the Danube Basin (F, G & H zones v sensu Papp 1951) deposited in time span 9.7–6.3 Ma are represented in Slovakia by the Beladice and Volkovce formations (Priečhodská – Harčár 1988, Vass 2002), in Hungary by the Zagyva and Hanság formations (Császár et al., 1997). Sedimentary environment of above mentioned formations, ergo **ephemeral lake to alluvial depositional sequence (DB 2)** can be characterized by wide range of sub-facies from fluvial, deltaic, ephemeral lake to marches and dry land-terrestrial deposits. The sequence started with erosion boundary at basin margins (SB 1 type), in basin centre a continual sedimentation was observed (SB 2 type). The Hlavina Member of the Beladice Formation, represented by freshwater limestone dated to 8.2 Ma (Fordinál – Nagy 1997), is positioned about the transgressive surface (ts) of the sequence and below the maximum flooding surface (mfs) situated in the Volkovce Formation clay lower part. The sedimentary record has commonly a coarsening upward trend.

Age of the Late Pannonian sequence base is proved by presence of *Mytilopsis neumayri* – *Mytilopsis zahalkai* biozone (Fordinál 1994) and MN 10 Mammal biozone, followed by *Viviparus* sp. biozone and MN 12-13 Mammal biozones (Musil 1959).

Upper Pliocene sediments of the Danube Basin Slovak part are represented by the Kolárovo Formation (Priečhodská – Harčár 1988, Vass 2002), dated 4.1?–2.6 Ma. The third “depositional sequence” of the Danube Basin northern part is built up by **fluvial to alluvial sediments (DB 3)**. Since the deposits represent a true alluvial to continental facies, it is very hard to determine surfaces used by “classical sequence stratigraphy”, we can only state on some places erosive contact with the underlying strata, or they transgressive character and coarsening upwards trend of deposits. Romanian age of sequence is proved by MN 15,16,17 Mammal biozones (Fejfar 1961, 1966, Fejfar – Heinrich 1985, Vlačíky et al. 2008).

Results

- Up to date time correlation of the Upper Miocene and Pliocene sedimentary fill of the Danube Basin northern part (Slovakia) with the formations from the southern part of basin (Hungary)
- Revised biostratigraphy and definition of depositional cycles: Lower to earliest Upper Pannonian lacustrine cycle DB1, Upper Pannonian ephemeral lake to alluvial cycle DB2 and Upper Pliocene alluvial cycle DB3

Acknowledgement: This work was financially supported by projects of the Slovak Grant Agencies: APVV LPP 0120-60, APVV 0280-07, ESF-EC-0006-07 and VEGA: 1/0483/10. The authors would also like to thank to reviewer O. Babek for useful comments to previous version of manuscript, which helped to increase the scientific level of the presented paper.

References

- Andrejeva-Grigorovich, A. S. – Kováč, M. – Halásova, E. – Hudáčková, N. – Zlinska, A. (2003a): Rasčlenenie srede-verchnemio-cenovych (Badenij–Pannon) otloženij Ukrainy i Slovakiï po Nannoplanktonu i Foraminiferam. Teoretičny ta prikladni aspekti sučasnoï biostratigrafii Fanerozoja ukrainy. – UDK. 551 782.1: 551, 7. Kyjev.
- Andrejeva-Grigorovich, A. S. – Fordinál, K. – Kováč, M. – Zlinska, A. (2003b): Occurrence of Calcareous Nannoplankton in the Pannonian Sediments of Slovakian Neogene Basins. – *Acta Universitatis Carolinae – Geologica*, 47, 33. Praha.
- Csató, I. (1993): Neogene sequences in the Pannonian basin, Hungary. – *Tectonophysics*, 226, 377–400.
- Császár, G. (Ed.) (1997): Basic Lithostratigraphic Units of Hungary. 2–114, Geological Institute of Hungary.
- Fejfar, O. (1961): Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce (Slowakei), CSSR, I. Die Fundumstände und Stratigraphie. – *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 111, 3, 257–273. Stuttgart.

- Fejfar, O. (1966): Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnácka und Ivanovce (Slowakei), CSSR, V. *Allosorex stenodus* n.g. n.sp. aus Ivanovce A. – Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. 123, 3, 221–248. Stuttgart.
- Fejfar, O. – Heinrich, W. D. (1985): Zur Bedeutung der Wirbeltierfundstätten von Ivanovce und Hajnácka für die Säugetierpaläontologie im Pliozän und frühen Pleistozän in Europa: Kenntnisstand und Probleme. – *Věstník Ústředního Ústavu geologického*, 60, 4, 213–225, Praha.
- Fordinál, K. (1994): Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca. – *Geologické práce, Správy* 99, 67–75. GÚDŠ, Bratislava.
- Fordinál, K. (1997): Mollusc (gastropoda, bivalvia) from the Pannonian deposits of the western part of the Danube Basin (Pezinok-clay pit). – *Slovak Geological Magazine*, 3, 4, 263–283. Bratislava.
- Fordinál, K. – Nagy, A. (1997): Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanonónske sedimenty rišňovskej priehlbiny. – *Mineralia Slovaca*, 29, 401–406. Bratislava.
- Juhász, E. – Phillips, L. – Muller, P. – Ricketts, B. – Tóth-Makk, Á. – Lantos, M. – Kovács, L. O. (1999): Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian Basin, Hungary. – In: Durand, B. – Jolivet, L. – Horváth, F. – Séranne, M. (Eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen*. Geological Society Special Publication, 335–356. London.
- Kováč, M. – Baráth, I. – Kováčová-Slamková, M. – Pipík, R. – Hlavatý, I. – Hudáčková, N. (1998): Late Miocene paleoenvironments and sequence stratigraphy: northern Vienna Basin. – *Geologica Carpathica*, 49, 6, 445–458. Bratislava.
- Kováč, M. – Halásová, E. – Holcová, K. – Hudáčková, N. – Zlinská, A. (1999a): Relationships between eustatic sea-level fluctuations and sedimentary sequences of the Western Carpathian Neogene basins. – *Geologica Carpathica*, 50, spec. issue, 40–41. Bratislava.
- Kováč, M. – Holcová, K. – Nagymarosy, A. (1999b): Paleogeography, paleobathymetry and relative sea-level changes in the Slovakian Danube Basin and adjacent areas. – *Geologica Carpathica*, 50, 4, 1–13. Bratislava.
- Kováč, M. (2000): Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: Nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. 5–202, Veda, Bratislava.
- Kováč, M. – Baráth, I. – Harzhauser, M. – Hlavatý, I. – Hudáčková, N. (2004): Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. – *Cour. Forsch. – Inst. Senckenberg*, 246, 187–212. Frankfurt a. M.
- Kováč, M. – Baráth, I. – Fordinál, K. – Grigorovich, A. S. – Halásová, E. – Hudáčková, N. – Joniak, P. – Sabol, M. – Slamková, M. – Sliva, L. – Vojtko, R. (2006): Late Miocene to Early Pliocene sedimentary environments and climatic changes in the Alpine–Carpathian–Pannonian junction area: A case study from the Danube Basin northern margin (Slovakia). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 32–52.
- Kováč, M. – Andrejeva-Grigorovič, A. – Baráth, I. – Beláčková, K. – Fordinál, K. – Halásová, E. – Hók, J. – Hudáčková, N. – Chalupová, B. – Kováčová, M. – Sliva, L. – Šujan, M. (2008): Litologické, sedimentologické a biostratigrafické vyhodnotenie vrtu ŠVM-1 Tajná. – *Geologické práce, Správy* 114, 51–84. GÚDŠ, Bratislava.
- Leever, K. A. – Matenco, L. – Garcia-Castellanos, D. – Cloetingh, S.A.P.L.: The evolution of the Danube gateway between Central and Eastern Paratethys (SE Europe): Insight from numerical modelling of the causes and effects of connectivity between basins and its expression in the sedimentary record. – *Tectonophysics*, in press.
- Magyar, I. – Geary, D.H. – Muller, P. (1999): Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 147, 151–167.
- Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings of 2nd planktonic conference – Roma 1970*, 739–785.
- Marunteanu, M. (1997): Pannonian nannoplankton zonation. – *International Symposium – Geology in the Danube Gorges, Geologija derdapa, Orszova*, 263–265.
- Musil, R. (1959): První nález druhu *Deinotherium gigantissimum* Stephanescu, 1892 na našem území. – *Časopis Moravského Musea, Vědy přírodní*, 44, 81–88.
- Nagy, A. – Fordinál, K. – Brzobohatý, R. – Uher, P. – Raková, J. (1995): Vrchný miocén juhovýchodného okraja Malých Karpát (vrt Ma-1, Bratislava). – *Mineralia Slovaca*, 27, 113–132. Bratislava.
- Papp, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 39–41, 99–193.
- Papp, A. (1953): Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 44, 85–222.
- Priehodská, Z. – Harčár, J. (1988): Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti podunajskej nížiny. 1–114, GÚDŠ, Bratislava.
- Rögl, F. (1998): Paleogeographic Consideration for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 99A, 279–310.
- Sacchi, M. – Horváth, F. (2002): Towards a new time scale for the Upper Miocene continental series of the Pannonian basin (Central Paratethys). – *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, 79–94.
- Uhrin, A. – Magyar, I. – Sztánó, O. (2009): Control of the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentation by basement deformation in the Zala Basin. – *Hungarian Geological Society*, 139/3, 273–282 (in Hungarian).
- Vakarcs, G. – Vail, P. R. – Tari, G. – Pogácsás, Gy. – Mattick, R. E. – Szabó, A. (1994): Third-order Middle Miocene–Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. – *Tectonophysics*, 240, 81–106.
- Vass, D. (2002): Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. 1–200, GÚDŠ, Bratislava.
- Vasiliev, I. – Krijgsman, W. – Langereis, Cor G. – Panaiotu, C.E. – Matenco, L. – Bertotti, G. (2004): Towards an astrochronological framework for the Eastern Paratethys Mio–Pliocene sedimentary sequences of the Focșani Basin (Romania). – *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 231–247.
- Vlačíky, M. – Sliva, L. – Csaba, T. – Karol, M. – Zervanová, J. (2008): Fauna a sedimentológia lokality Nová Vieska (Vilafank, SR). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 93, 229–244. Brno.

ROZDÍLY VE VLASTNOSTECH HORSKÝCH LESNÍCH PŮD NA KYSELÝCH A BAZICKÝCH MATEČNÍCH HORNINÁCH

Differences in characteristics of mountain forest soils on acid and basic parent rocks

Josef Kratina¹, Luboš Borůvka¹, Václav Tejnecký¹, Ondřej Drábek¹, Ondřej Šebek²

¹ Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6; e-mail: josef.kratina@email.cz

² Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Laboratoře geologických ústavů, Albertov 6, 128 43 Praha 2

(03–14 Liberec, 03–24 Malá Úpa)

Key words: forest soil, parent rock, acidification

Abstract

Mountain forest soils in the region of the Jizera Mountains are polluted by acidification. These soils have a poor quality of humus substances, are highly acidic throughout the whole profile and the main substance bound in the soil sorption complex is aluminium. This study monitors what effect have the consequences of natural processes and human activities on properties of soils that develop close together and therefore are exposed to the same negative effects, covered by the same vegetation, but are situated on bedrocks with different properties. The study only partially confirmed the assumption that the soils developed on alkaline parent rock have better quality than the soils on acid parent rock. It can be concluded that the soils on alkaline bedrock are in most aspects of better quality. However, base components of a relatively rich substrate which would naturally appear on this bedrock are leached out. Analysis results include these soils into the group of soils with low quality threatened by acidification.

Úvod

Mezi přirozené faktory, které ovlivňují vznik a vývoj půdy, patří složení půdotvorného substrátu, klima, biologické faktory, reliéf terénu a čas. Přirozený vývoj půdy však může být ovlivněn činností člověka, která se významně dotkla i Jizerských hor. Negativním působením člověka je například změna druhové skladby lesního porostu (původní buky byly nahrazeny smrky), či vstupy kyselých depozic v důsledku rozvoje průmyslu.

Velmi diskutovaným jevem v Jizerských horách je půdní acidifikace a další procesy s ní spojené. Acidifikace půd je považována za významný degradační faktor, který působí na půdu a narušuje její funkce přirozené, produkční i ekologické. Jedná se o jev charakteristický převážně pro horské lesní půdy. Acidifikace je obecně proces okyselování půdy spojený s vzrůstem aktivity vodíkových kationtů ve vodním prostředí. Můžeme ji definovat jako pokles neutralizační kapacity půd (Hruška – Cienciala 2001, Borůvka et al. 2004). Přirozená půdní acidifikace je důsledkem tvorby organických kyselin, které vznikají při rozkladu organického materiálu. Vzniklé organické kyseliny na sebe poutají v půdním prostředí mobilní kationty (zejména Ca, Mg, Na, K, Al) a dochází k procesu neutralizace. Vznikají soli organických kyselin, které jsou i díky vyšším srážkám vyplavovány z půdy, což způsobuje její okyselení (Hruška – Cienciala 2001, Mládková et al. 2006). Přirozená acidifikace může být významně umocněna acidifikací v důsledku antropogenní činnosti. Do skupiny vlivů antropogenní činnosti patří vstupy kyselých depozic oxidů S a N do půdy a nevhodné způsoby hospodaření v lesích, především pěstování jehličnatých monokultur, které produkují oproti listnatým porostům kyselejší opad (Barton et al. 1999, Hruška – Cienciala 2001).

Acidifikace napomáhá k uvolňování hliníku z minerálů mateční horniny. Minerálně i organicky poutaný

potenciálně toxický hliník se pak dostává do půdního roztoku, kde se může stát výrazně fyto toxický. Vysoká koncentrace hliníku působí fyziologické problémy kořenového systému lesního porostu. Koncentrace Al v půdním roztoku závisí především na pH půdy. Důležitý je poměr kationtů Ca, Mg a K s Al. Při nízkém poměru se hliník usazuje na výměnných místech buněčných membrán a brání aktivnímu transportu iontů. Tyto procesy, které způsobují úhyn kořenů, špatný příjem živin a celkové oslabení rostliny, se uplatňují již při pH půdy nižším než 5 (Hruška – Cienciala 2001, Drábek et al. 2005, Álvarez et al. 2005, Larssen et al. 1998).

Cílem tohoto příspěvku je posoudit, jaký efekt mají důsledky lidské činnosti na vlastnosti půd, které se vyvíjejí blízko sebe a jsou vystavovány stejným zátěžím, avšak nacházejí se na matečních horninách s rozdílnými chemickými vlastnostmi.

Materiál a metody

Přirozeně zvýšená kyselost půd oblasti je z části způsobena mateční horninou chudou na Ca a Mg, která tvoří podloží většiny území Jizerských hor. Jedná se o výrazně porfyrickou středně zrnitou biotitickou žulu až granodiorit. Nacházíme zde však i místa s geologickým podložím rozdílným. Například vrch Bukovec (1 005 m n. m.), jehož podložím je ultrabazický olivinický nefelinit. Granitoid obsahuje oproti bazaltoidu větší množství SiO₂, Na₂O a K₂O a menší množství CaO a MgO (Chaloupský et al. 1989). Na sledovaném území byly vybrány lokality, které se liší svým geologickým podložím, jsou shodně porostlé buky, mají podobnou nadmořskou výšku a nejsou od sebe příliš vzdálené. Půdy na nich tedy byly vystavovány obdobným vnějším vlivům (klima, znečištění ovzduší, atd.). Konkrétně se jednalo o vrchy Paličník a Bukovec a stanoviště v mírném svahu pod vrchem Zámky, na nichž byly

vykopány půdní sondy na různých stranách elevace. Důraz při výběru byl kladen na přítomnost a hustotu bukového porostu, expozici svahu a nadmořskou výšku.

Odběr vzorků byl proveden v roce 2009. Z každého místa byl odebrán vzorek z fermentačního horizontu F a humifikačního horizontu H. Dále z organominerálních horizontů (Ah – organominerální humózní lesní horizont nebo Ahe – koloidy ochuzený humózní horizont), z minerálních horizontů (Bhs – humososeskvioidický horizont, Bs – seskvioidický horizont, Bv – kambický horizont hnědý nebo Bvs – rezivý horizont) a pokud to bylo možné i z půdotvorného substrátu C. Na Bukovci byly půdy klasifikovány jako kambizem rankerová, kambizem dystrická podzolovaná a kryptopodzol modální. Na vrchu Paličnick kambizem modální, na vrchu Zámky podzol modální. Typem nadložního humusu byl ve všech případech typický mor.

Odebrané vzorky byly vysušeny a byla z nich připravena jemnozeme. Ta byla použita k chemickým analýzám. Potenciometricky dle metodiky Vally et al. (2008) byla stanovena aktivní a výměnná půdní reakce (pH_{H2O} a pH_{KCl}). Kationtová výměnná kapacita (KVK) byla stanovena plamenovou fotometrií (přístroj Varian AA280FS) a hydrolytická acidita (Ha) byla stanovena titračně. Z rozdílu Ha a KVK byl spočítán stupeň nasycení komplexu bazickými kationty (V) podle vztahu $V = \frac{KVK - (H)}{KVK} * 100 [\%]$ (Valla et al. 2008). Množství oxidovatelného uhlíku (Cox) bylo stanoveno titrací po oxidaci chromsírovou směsí (Zbiral 2004). Kvalita humusových látek (Q_{4/6}) byla stanovena spektrofotometricky proměřením roztoku při vlnových délkách 400 a 600 nm (Chen et al. 1976). Pro měření byl použit spektrofotometr Unicam Helios Gamma. Ve vodním výluhu byl stanoven rozpustný organický uhlík (DOC) (Yakovchenko – Sikora 1998) a anorganické anionty (F⁻, Cl⁻, Br⁻, PO₄³⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻) pomocí iontové chromatografie (přístroj Dionex, USA). Na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy byly metodou ICP – OES

stanoveny obsahy vybraných prvků (Ca, Cd, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Pb, Si a Zn). Dále byly stanoveny celkové obsahy hliníku a formy hliníku ve výluhu H₂O (Al_{H2O}) a 0,5 M KCl (Al_{KCl}) (Drábek et al. 2003). Koncentrace Al byly stanoveny metodou plamenové atomové absorpční spektrometrie (přístroj Varian AA280FS). Formy Al byly stanoveny kapalinovou chromatografií (HPLC/IC) na přístroji Dionex s UV/VIS detektorem.

Výsledky byly zpracovány pomocí programů MS Excel 2007 a STATISTICA 7. Vztah mezi typem mateční horniny a půdními charakteristikami byl zjišťován pomocí studentova párového t – testu (hladina významnosti p < 0,05).

Výsledky a diskuze

Tabulky 1 a 2 znázorňují statistické ukazatele základních analýz. Výsledky korelace (tab. 3) ukazují, jak se půdní vlastnosti navzájem ovlivňují.

Grafy na obr. 1 znázorňují výsledky aktivní a výměnné půdní reakce (pH_{H2O} a pH_{KCl}), které potvrzují fakt uváděný v mnohých publikacích (např. Slodičák et al. 2005), že jsou půdy Jizerských hor velmi kyselé. Nejkyselejší jsou horizonty F, kyselost s hloubkou klesá. Bylo zjištěno, že půdy vyvíjející se na olivinitickém nefelinitu jsou méně kyselé, než půdy na podloží tvořeném výrazně porfyrickou středně zrnitou biotitickou žulou, což odpovídá předpokladům, které vycházejí ze znalosti chemismu obou hornin. Granitoid pomaleji zvětrává, má velký podíl oxidu křemičitého na celkovém složení a nízké obsahy minerálů obsahujících vápník a hořčík (Hruška – Cienciala 2001).

Rozdíly v kyselosti půd vyvíjejících se na odlišných geologických podložích jsou průkazné, kromě výsledků výměnné půdní reakce v horizontech F a H. Tyto organické nadložní horizonty jsou geologickým podlozím ovlivněny minimálně, ale jsou snadno ovlivnitelné vnějším prostředím, a mají proto velkou variabilitu vlastností. Přes svoji průkaznost však nejsou rozdíly tak vysoké, jak by se dalo

	Analyzá	Průměr	Medián	Mini-mum	Maxi-mum	Sm. odch.
Podloží tvořené granitoidem	pH _{H2O}	3,95	3,96	3,67	4,15	0,16
	pH _{KCl}	2,99	3,04	2,51	3,32	0,26
	Al _{H2O}	37,33	29,17	3,44	89,46	29,68
	Al _{KCl}	411,7	469,7	74,4	720,4	294,9
	Ha	84,97	91,32	46,67	109,7	23,97
	KVK	119,3	125,6	49,25	183	44,61
	V	24,86	20,47	5,25	51,26	14,99
	DOC	1856,1	1508,3	796,5	4290,2	1298,1
	Cox	26,32	29,05	15,48	32,39	6,81
	Podloží tvořené bazaltoidem	pH _{H2O}	4,24	4,27	3,66	4,67
pH _{KCl}		3,16	3,15	2,85	3,57	0,23
Al _{H2O}		77,48	49,68	36,35	275,8	75,36
Al _{KCl}		490	352,3	97,8	1061,2	314,3
Ha		83,39	85,86	59,21	114,9	18,04
KVK		111,1	103,5	79	188,8	31,66
V		23,57	23,09	3,33	39,15	10,51
DOC		1963,4	1964,6	865,7	4509,1	1032,3
Cox		24,43	27,11	15,72	30,28	5,43

Tab. 1: Statistické ukazatele základních analýz, horizonty F a H. Tab. 1: Statistical indicators of basic analysis, F and H horizons.

	Analyzá	Průměr	Medián	Mini-mum	Maxi-mum	Sm. odch.
Podloží tvořené granitoidem	pH _{H2O}	4,38	4,43	3,93	4,67	0,23
	pH _{KCl}	3,77	3,76	3,26	4,17	0,32
	Al _{H2O}	25,03	20,92	4,1	83,64	20,98
	Al _{KCl}	454,4	461,7	271,9	590,8	109,1
	Ha	22,34	22,71	14,02	30,63	5,67
	KVK	39,06	39,5	29	50,75	6,88
	V	43,13	43,6	30,19	59,62	8,36
	DOC	251,3	195,2	58,66	1037	259,8
	Cox	6,19	6,21	2,22	9,54	2,72
	Podloží tvořené bazaltoidem	pH _{H2O}	4,77	4,72	4,19	5,66
pH _{KCl}		4,13	4,11	3,52	4,67	0,37
Al _{H2O}		22,97	13,9	1,17	106,1	27,46
Al _{KCl}		347,3	336,3	21,3	977,4	251,7
Ha		23,57	23,78	8,66	42,97	9,3
KVK		57,43	58	20,75	97	20,63
V		58,59	58,64	42,41	74,72	7,61
DOC		378,5	277,9	25,61	1570,8	414,3
Cox		9,2	9,6	1,79	14,96	3,75

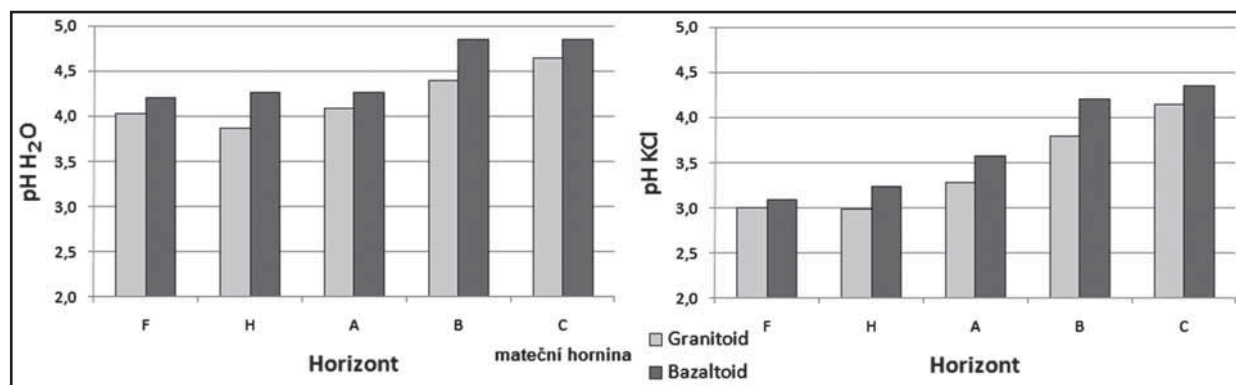
Tab. 2: Statistické ukazatele základních analýz, horizonty A, B a C. Tab. 2: Statistical indicators of basic analysis, A, B and C horizons.

	pH _{H₂O}	pH _{KCl}	Al _{H₂O}	Al _{KCl}	Ha	KVK	V	DOC	Cox	Q _{4/6}
pH _{H₂O}	-									
pH _{KCl}	0,85 ***	-								
Al _{H₂O}	-0,32 **	-0,33 **	-							
Al _{KCl}	-0,57 ***	-0,4 **	0,5 ***	-						
Ha	-0,58 ***	-0,81 ***	0,41 **	0,11	-					
KVK	-0,45 **	-0,63 ***	0,5 ***	0,06	0,88 ***	-				
V	0,7 ***	0,82 ***	-0,2	-0,27	-0,67 ***	-0,36 **	-			
DOC	-0,5 ***	-0,59 ***	0,64 ***	0,17	0,75 ***	0,88 ***	-0,36 **	-		
Cox	-0,51 ***	-0,75 ***	0,41 **	0,04	0,96 ***	0,93 ***	-0,61 ***	0,79 ***	-	
Q _{4/6}	-0,06	-0,11	-0,09	-0,28	0,24	0,18	-0,11	0,16	0,15	-

*, **, *** - průkazná závislost na hladině významnosti 0,05, 0,01 a 0,001

Tab. 3: Výsledky korelační analýzy.

Tab. 3: Results of correlation analysis.



Obr. 1: Grafy průměrných výsledků pH_{H₂O} a pH_{KCl}.

Fig. 1: Graphs of pH_{H₂O} and pH_{KCl} average results.

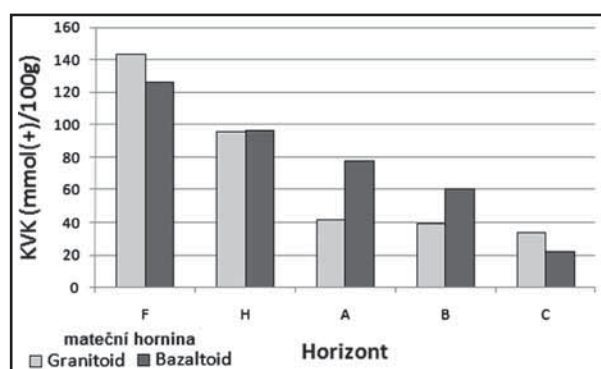
čekat, a je tedy patrné, že i půdy na ultrabazickém nefelinitu jsou ve vyšších polohách působením okyselujících procesů velmi ohrožené.

Výsledky hydrolytické acidity (Ha) udávají množství kyselých kationtů. Kationtová výměnná kapacita (KVK) vyjadřuje množství iontů, které je půda schopná poutat, a nasycení sorpčního komplexu (V) udává poměr okamžitého obsahu výměnných bází k hodnotě KVK (obr. 2, 3 a 4). Tyto charakteristiky úzce souvisí s obsahem oxidovatelného uhlíku (Cox). To potvrzují také výsledky korelace i značná podobnost průběhu grafů průměrného Cox, KVK i Ha. Organická hmota je v horských lesních půdách s nízkými obsahy jílnatých částic hlavní složkou sorpčního komplexu. Půdy s vysokým obsahem organické hmoty tak obsahují více sorpčních míst a mají tedy vyšší KVK.

Půdy ve zkoumané oblasti mají velmi silnou hydrolytickou aciditu, velmi vysokou kationtovou výměnnou kapacitu a jsou slabě nasycené, až nenasycené bázemi. Maximální i okamžitý obsah bází (KVK i V) je v horizontech A, B a C průkazně vyšší v půdách na bazaltickém podloží (s čímž souvisí také vyšší Ha). Obdobně jako v případě pH, souvisí tento fakt s chemickým složením matečních hornin. Podle Chaloupského et al. (1989) obsahuje ultrabazický nefelinit proti kyselému granitoidu větší množství

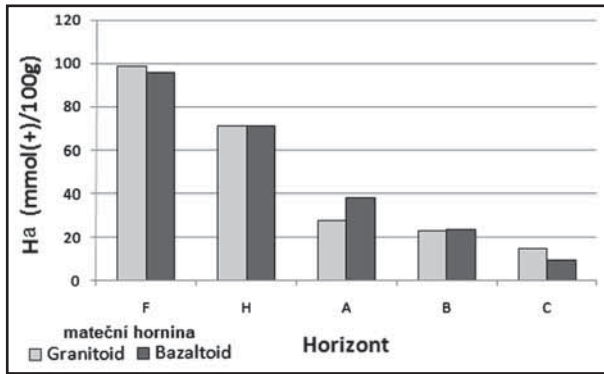
především CaO, MgO, které jsou při větrání horniny uvolňovány do půdy. Na sledované vlastnosti horizontů F a H již geologické podloží průkazný vliv nemá.

Rozpuštěná organická hmota (DOM) tvoří relativně malou část celkového obsahu organické hmoty v půdách. Její vysoká mobilita a přirozená labilita ji však řadí mezi nejaktivnější složky (Chantigny et al. 2008). Tvoří proměnlivou složku půdního roztoku a jejími zdroji jsou rostlinný odpad, humus, mikroorganismy a kořenové exudáty. Jednu

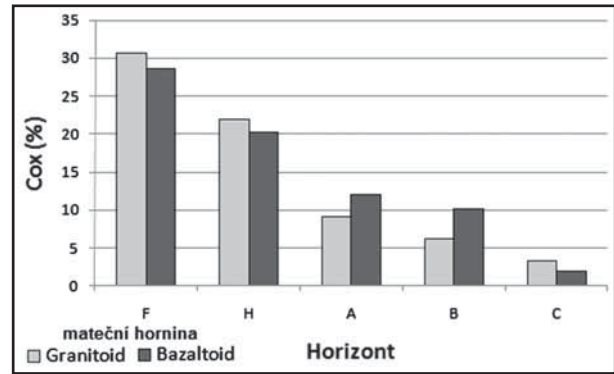


Obr. 2: Graf průměrných výsledků KVK.

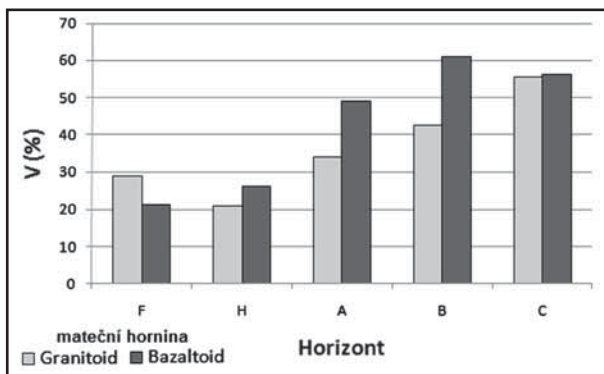
Fig. 2: Graph of CEC average results.



Obr. 3: Graf průměrných výsledků Ha.
Fig. 3: Graph of hydrolytic acidity average results.



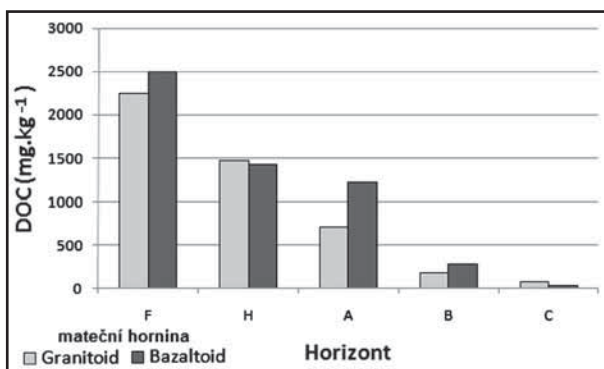
Obr. 6: Graf průměrných výsledků Cox.
Fig. 6: Graph of Cox average results.



Obr. 4: Graf průměrných výsledků V.
Fig. 4: Graph of base cations saturation level – average results.

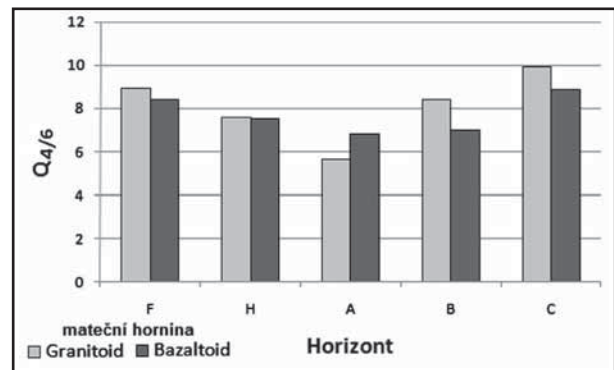
z jejich základních složek tvoří rozpuštěný organický uhlík (DOC, obr. 5). Výsledky korelační analýzy prokázaly fakt uváděný např. Tippingem et al. (1999), že koncentrace DOC stoupá se zvyšujícím se množstvím organické hmoty. V horizontech A, B a C je obsah Cox (obr. 6) průkazně vyšší na bazickém podloží, což souvisí s vyšším obsahem DOC v této půdě. Ve zkoumaných půdách sice nebyla zjištěna průkazná závislost obsahu DOC na geologickém podloží, ale rozdíl je patrný. Množství Cox je velmi vysoký. V horizontech F a H je Cox vyšší v půdách na granitickém podloží. V horizontech A a B je množství humusu i DOC nezanedbatelně vyšší v půdě na podloží bazickém. Tento jev může souviset s lokálními faktory na hoře Bukovec, například svahovými pochody v průběhu pedogeneze.

Kvalita humusových látek je tím vyšší, čím je kvocient $Q_{4/6}$ nižší. Při narůstající acidifikaci se snižuje poměr



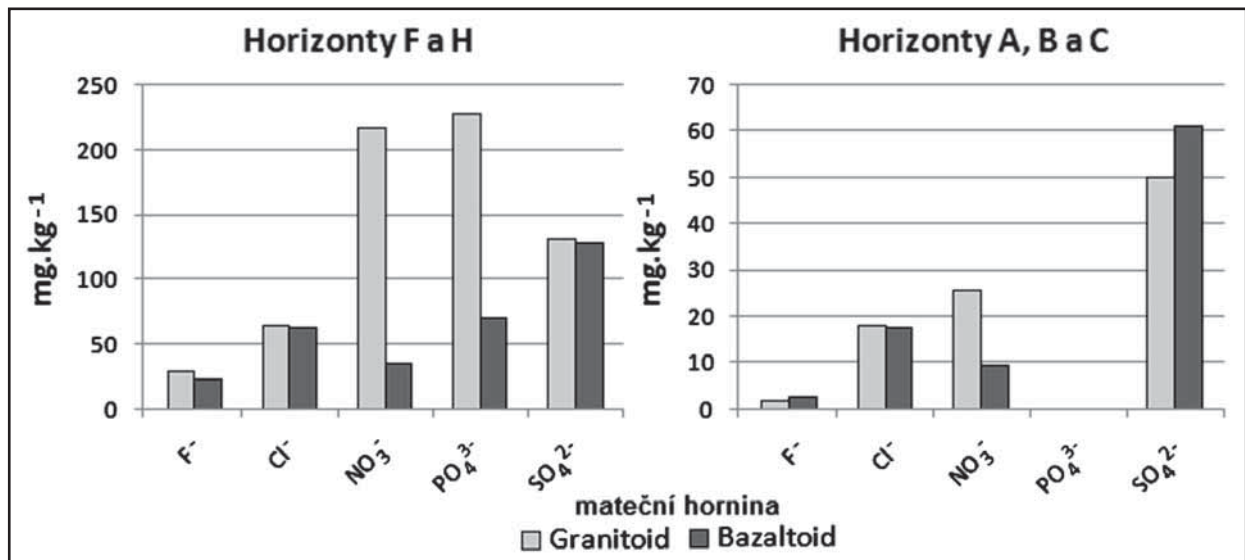
Obr. 5: Graf průměrných výsledků DOC.
Fig. 5: Graph of DOC average results.

humusových kyselin ku fulvokyselinám (HK:FK), zvyšuje se podíl slaběji vázaných HK a volných agresivních FK, migrujících do horizontu B, a zvyšuje se barevný kvocient $Q_{4/6}$ jako indikátor slabé kondenzace humusových látek. Sledované půdy mají velmi nízkou kvalitu humusu (obr. 7), což je podle Němečka et al. (2001) pro lesní půdy typu kambizem a kryptopodzol typické. Nejnižší hodnoty $Q_{4/6}$ jsou v horizontech A, kde se nachází výrazněji přeměněná organická hmota. V horizontech F a H je kvalita lehce vyšší v půdách na bazickém podloží. V horizontech A, B a C je vliv bazického podloží na vyšší kvalitu humusu průkazný. Nižší kvalita humusu v půdách na granitickém podloží má zřejmě spojitost s nižším pH v těchto půdách. Při snižujícím se pH se hromadí více organické hmoty, je ale méně kvalitní.



Obr. 7: Graf průměrných výsledků $Q_{4/6}$.
Fig. 7: Graph of $Q_{4/6}$ average results.

Ze změřených anorganických aniontů (F, Cl, Br, PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , NO_3^-) byl na geologickém podloží průkazně závislý pouze obsah NO_3^- , který je výrazně vyšší v půdách na granitickém podloží (obr. 8). Z výsledků je patrné, že množství dusičnanů v půdě je vyšší při nižším pH. Dusičnany patří společně s SO_4^{2-} mezi důležité indikátory acidifikace (Hruška – Cienciala 2001). Další vliv na množství dusičnanů v půdě může mít různé složení organického materiálu. Podle Pelíška (1956) se dusičnany i jiné formy dusíku uvolňují do půdy při rozkladu rostlinných bílkovinných látek. V případě SO_4^{2-} je však situace jiná. V horizontech F a H je obsah SO_4^{2-} velice podobný v půdách na obou podložích, v horizontech A, B a C je dokonce průměrně vyšší obsah v půdách na bazickém podloží. Sloučeniny síry se do půd dostaly pravděpodobně s kyselými depozicemi



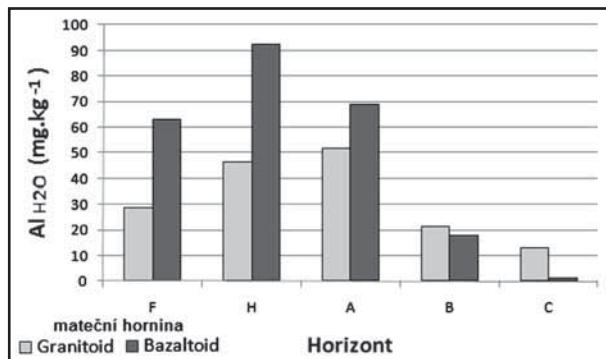
Obr. 8: Grafy průměrné koncentrace aniontů.
Fig. 8: Graphs of average anions concentration.

a jejich vysoká koncentrace může být jedním z faktorů, které souvisejí s kyselostí půd na bazaltickém podloží.

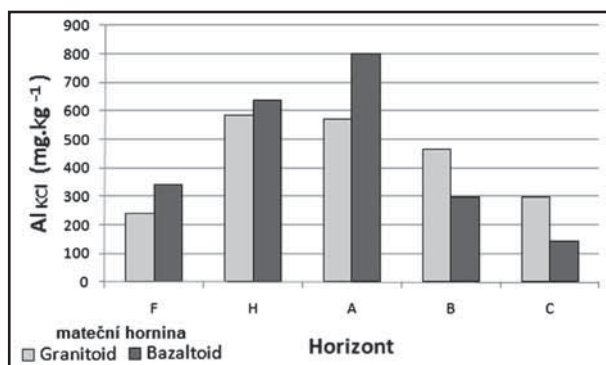
Stanovení obsahu a forem hliníku ve vodním výluhu simuluje uvolňování hliníku do půdního prostředí v přirozených podmínkách. Na základě výsledků lze pak hodnotit aktuální nebezpečí toxicity hliníku. Hliník stanovený v extraktu KCl udává potenciální nebezpečí v případě narušení přirozených podmínek. Vyšší obsahy celkového Al_{KCl} i Al_{H₂O} v horizontech B a C v půdách na granitoidu jsou důsledkem složení mateční horniny, nižšího pH a nízké zásoby organické hmoty. Vyšší obsahy celkového

Al ve výluhu v půdách na bazaltoidu jsou vzhledem k vyššímu pH i vyšším obsahům organické hmoty překvapivé (obr. 9 a 10).

Možnou příčinou tohoto jevu může být fakt, že půdy vyvinuté na granitoidu jsou historicky kyselější a hliník je již vyplaven. Dále je třeba zvážit možnost, že ve svahu na Bukovci probíhá transport rozpuštěných látek z vrcholových partií vrchu, kde převažuje smrkový porost, pod kterým je půda v důsledku charakteru jeho opadu kyselější a obsahuje vyšší koncentrace hliníku. To mohlo zvýšit zjištěné koncentrace Al v půdách na bazaltoidu. Dále byly stanoveny obsahy forem hliníku (obr. 11 a 12). Použitá metoda HPCL/IC umožňuje rozdělit jednotlivé specie Al podle náboje do tří rozdílných skupin. Tyto skupiny obsahují následující formy Al: Al(X)¹⁺ {Al(OH)₂⁺, Al(SO₄)⁺, AlF₂⁺, Al(org.)^{≤1+}, atd.}; Al(Y)²⁺ {Al(OH)₂²⁺, (AlF)²⁺, atd.} a Al³⁺ {Al³⁺ a transformované Al hydroxy polymery} (Drábek et al. 2005). Nejvíce fytotoxická forma Al je podle Drábka et al. (2003) Al³⁺. Ve vodním výluhu převládá specie Al(X)¹⁺, zatímco ve výluhu KCl převládá potenciálně nebezpečnější Al³⁺.



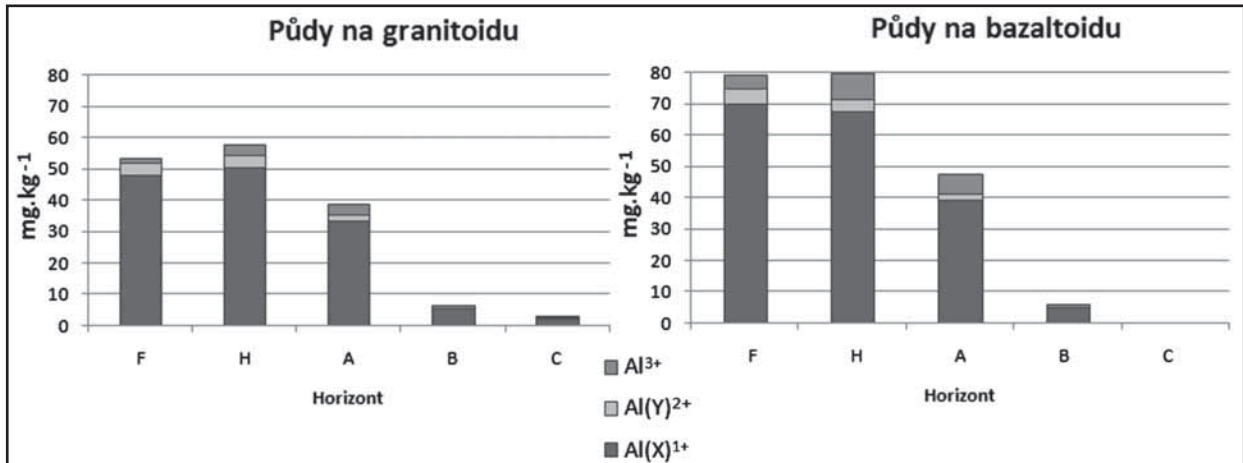
Obr. 9: Graf průměrné koncentrace Al_{H₂O}.
Fig. 9: Graph of average Al_{H₂O} concentrations.



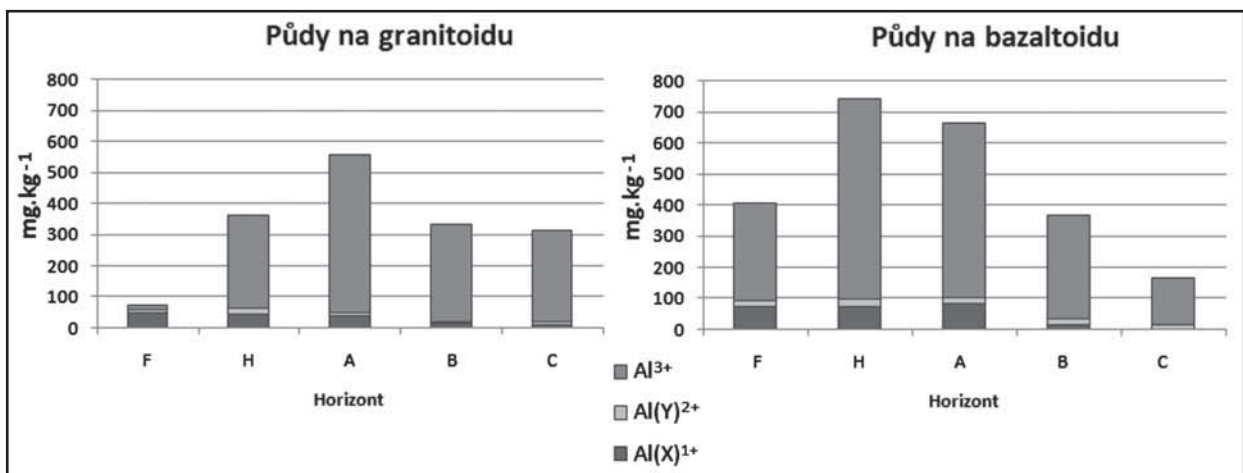
Obr. 10: Graf průměrné koncentrace Al_{KCl}.
Fig. 10: Graph of average Al_{KCl} concentrations.

Kromě Si ve spodních horizontech nebyl zjištěn vliv geologického podloží na obsah prvků (Ca, Mg, Na, K a Si). Množství důležitých živin (Ca, Mg, a K) jsou v půdách zkoumané oblasti velice nízká (obr. 13 a 14). Tento jev souvisí s acidifikací, při které tvoří kationty s kyselinami pohyblivé soli a jsou, díky vysokým úhrnům srážek v oblasti, vymývány z půdy. Odnos je rychlejší, než zvětrávání půdních minerálů a vstup v podobě depozice. Vzhledem k očekávanému složení půd, které se vyvíjejí na odlišných geologických podložích, jsou výsledky překvapivé. Půdy na olivinitickém nefelinitu by měly obsahovat výrazně větší množství dostupných kationtů (Ca a Mg). Fakt, že tomu tak není, napovídá, že je kvalita půdy na tomto ultrabazaltickém podloží značně snižována působením přirozených i antropogenních faktorů.

Byl zjištěn vyšší obsah křemíku v půdách na bazaltoidu. Olivinitický nefelinit obsahuje tohoto prvku podstatně menší množství, než výrazně porfyrická středně zrnitá



Obr. 11: Zastoupení specií Al_{H₂O}
 Fig. 11: Share of Al_{H₂O} species.

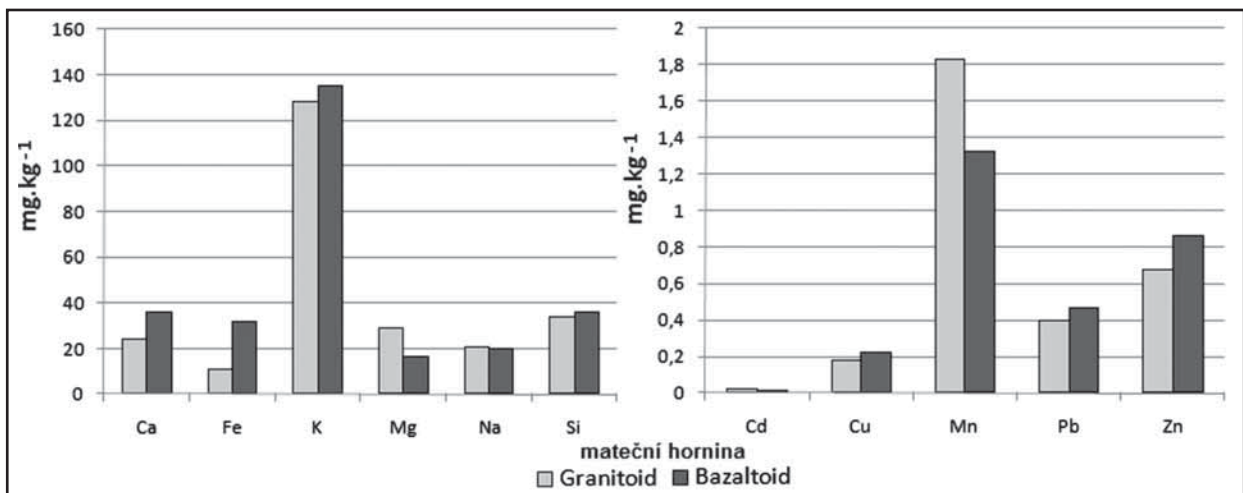


Obr. 12: Zastoupení specií Al_{KCl}
 Fig. 12: Share of Al_{KCl} species.

biotická žula. Půdy, které se na něm vyskytují, mají proti půdám na granitickém podloží vyšší obsah skeletu, což značí pokročilejší rozpad mateční horniny a pravděpodobně i intenzivnější uvolňování křemíku do půdy. Rozdíl může být způsoben také rozdílnou rychlostí zvětrávání a interakcí hornin s půdním roztokem.

Závěr

Na bazickém podloží (olivinický nefelinit) by měly principiálně vznikat mnohem kvalitnější půdy, než na Ca a Mg chudším podloží (výrazně porfyrická středně zrnitá biotická žula). Na svrchní organické horizonty nemá geologické podloží výrazný vliv, jsou ovlivňovány pře-

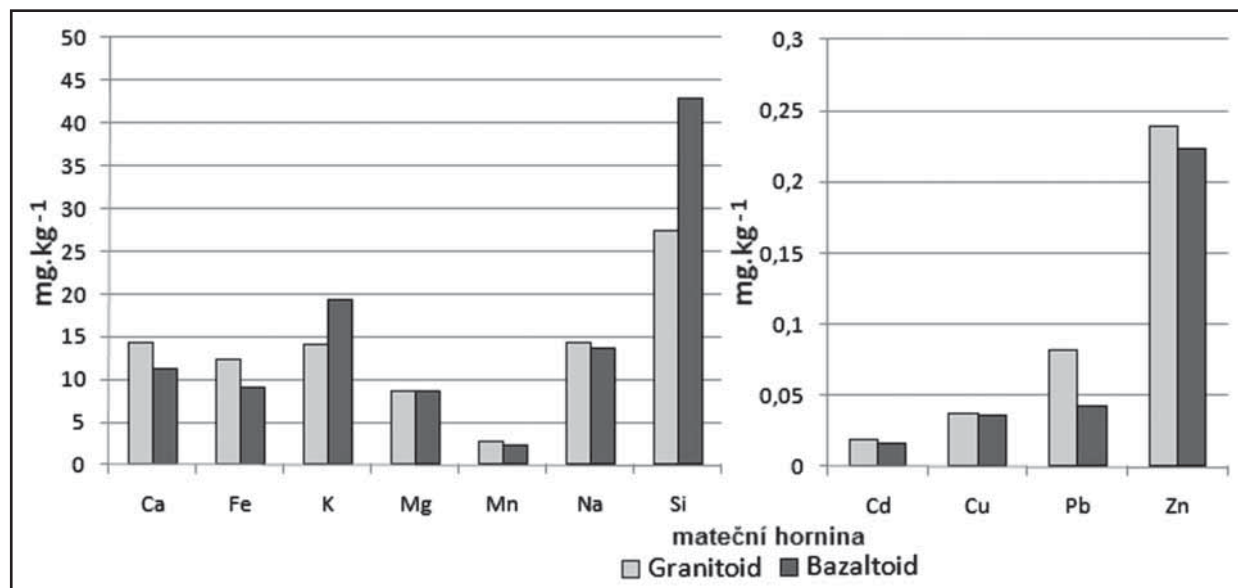


Obr. 13: Grafy průměrných obsahů prvků, horizonty F a H.
 Fig. 13: Graphs of elements average contents in F and H horizons.

devším vnějšími faktory. Mnohem těsnější je vztah mezi geologickým podložím a vlastnostmi organominerálních a minerálních horizontů. Podle předpokladů jsou půdy na bazickém podloží méně kyselé, obsahují více humusových látek lepší kvality a poutají větší množství bází. Některá zjištění však vyzněla v neprospěch těchto půd. V půdách na bazaltoidu je překvapivě vyšší obsah aniontu SO_4^{2-} v horizontech A, B a C, či toxických forem hliníku v horizontech F, H a A.

Výsledky studie poukázaly na fakt, že jsou horské lesní půdy Jizerských hor zatíženy acidifikací. Mají nízkou

kvalitu humusových látek, jsou velmi kyselé v celém profilu a hlavním prvkem poutaným v sorpčním komplexu je hliník. Kvalita půd je značně snižována vstupem kyselých depozic. Půdy na bazaltoidu jsou z většiny hledisek oproti půdám na granitoidu kvalitnější, přesto jsou bazické složky z relativně bohatého substrátu, který by se na tomto podloží přirozeně vyskytoval, vyplaveny a výsledky analýz řadí tyto půdy do skupiny nekvalitních a acidifikací ohrožených půd.



Obr. 14: Grafy průměrných obsahů prvků, horizonty A, B a C.

Fig. 14: Graphs of elements average contents in A, B and C horizons.

Literatura

- Álvarez, E. – Fernández-Marcos, M. L. – Monterroso, C. – Fernández-Sanjurjo, M. J. (2005): Application of aluminium toxicity indices to soils under various forest species. – *Forest Ecology and Management*, 211, 227–239.
- Barton, D. – Gammack, S. M. – Billett, M. F. – Cresser, M. S. (1999): Sulphate adsorption and acidification of Calluna heathland and Scots pine forest podzol soils in north-east Scotland. – *Forest Ecology and Management*, 114, 151–164.
- Borůvka, L. – Mládková, L. – Drábek, O. – Vašát, R. (2004): Prostorové rozložení ukazatelů acidifikace na území Jizerských hor. – In: Neuhöferová, P. (ed.): *Obnova lesních ekosystémů Jizerských hor*. Kostelec nad Č.l., 23.11.2004, 59–70, KPL FLE ČZU. Praha.
- Chantigny, M. H. – Angers, D. A. – Kaiser, K. – Kalbitz, K. (2008): Extraction and characterization of dissolved organic matter. – In: Carter M.R., Gregorich E.G. (eds): *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2nd ed., 617–636, Canadian Society of Soil Science, CRC Press. Boca Raton.
- Chen, Y. – Senesi, N. – Schnitzer, M. (1976): Information Provided on Humic Substances by E4/E6 Ratios. – Contribution No. 606, Soil Research Institute, Agriculture Canada, Ont. Canada K1A 0C6. Ottawa.
- Drábek, O. – Borůvka, L. – Mládková, L. – Kočárek, M. (2003): Possible method of aluminium speciation in forest soils. – *Journal of Inorganic Biochemistry*, 97, 8–15.
- Drábek, O. – Mládková, L. – Borůvka, L. – Szaková, J. – Nikodem, A. – Němeček, K. (2005): Comparison of water-soluble and exchangeable forms of Al in acid forest soils. – *Journal of Inorganic Biochemistry*, 99, 1788–1795.
- Hruška, J. – Cienciala, E. (eds.) (2001): *Dlouhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd – limitující faktor současného lesnictví*. 1–159, Ministerstvo životního prostředí. Praha.
- Chaloupský, J. – Červenka, J. – Jetel, J. – Králík, F. – Líbalová, J. – Píchová, E. – Pokorný, J. – Pošmourný, K. – Sekyra, J. – Shrbený, O. – Šalanský, K. – Šrámek, J. – Václ. J. (1989): *Geologie Krkonoš a Jizerských hor*. 1–288, ÚÚG. Praha.
- Larssen, T. – Vogt, R. D. – Seip, H. M. – Furuberg, G. – Liao, J. – Xiong, J. (1998): Mechanisms for aluminium release in Chinese acid forest soils. – *Geoderma*, 91, 65–86.
- Mládková, L. – Borůvka, L. – Drábek, O. – Vašát, R. (2006): Factors influencing distribution of different Al forms in forest soils of the Jizerské hory Mountains forest soils. – *Journal of Forest Science*, 52, (Special Issue), 87–92.
- Němeček, J. – Macků, J. – Vokoun, J. – Vavříček, D. – Novák, P. (2001): *Taxonomický klasifikační systém půd České republiky*. 1–79. ČZU Praha – VÚMOP. Praha.
- Pelíšek, J. (1956): *Pedologie lesnická. Státní nakladatelství technické literatury*. Praha.
- Slodičák, M. – Balcar, V. – Borůvka, L. – Fadrhonsová, V. – Jurásek, A. – Hadaš, P. – Kacálek, D. – Kantor, P. – Kulasová, A. – Kulhavý, J. – Leube, F. – Lomský, B. – Matějka, K. – Mauer, O. – Navrátil, P. – Nárovec, V. – Novák, J. – Ostrovský, J. – Palátová, E. – Podrázský, V. – Rychnovská, A. – Řičář, L. – Skorupski, M. – Smejkal, J. – Souček, J. – Stoklasa, M. – Šach, F. – Šrámek, V. – Vacek, S. (2005): *Lesnické hospodaření v Jizerských horách*. 1–232, Lesy České republiky, s.p. Hradec Králové.
- Tipping, E. – Woof, C. – Rigg, E. – Harrison, A. F. – Inneson, P. – Taylor, K. – Benham, D. – Poskitt, J. – Rowland, A. P. – Bol, R. – Harkness, D. D. (1999): Climatic influences on the leaching of dissolved organic matter from upland UK moorland soils, investigated by a field manipulation experiment. – *Environment International*, 25, 83–95.
- Valla, M. – Kozák, J. – Němeček, J. – Matula, S. – Borůvka, L. – Drábek, O. (2008): *Pedologické praktikum*. 1–151, Skriptum, Česká zemědělská univerzita v Praze. Praha.
- Yakovchenko, V. P. – Sikora, L. J. (1998): Modified dichromate method for determining low concentrations of extractable organic carbon in soil. – *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 29, 421–433.
- Zbíral, J. (2004): *Analýza půd III*. 1–195, Ústřední kontrolní a zkušební ústav zemědělský. Brno.

DOKLADY STŘEDNOMIOCENNÍ NÁSUNOVÉ TEKTONIKY V BĚLOKARPATSKÉ JEDNOTCE FLYŠOVÉHO PÁSMÁ ZÁPADNÍCH KARPAT

Evidence of Middle Miocene thrust tectonics in the Bílé Karpaty Unit (Carpathian Flysch Belt)

Oldřich Krejčí, Ivan Poul

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

(35–12 Strání)

Key words: *Flysch Carpathians, Bílé Karpaty, Nivnice Formation, neovolcanics, tectonics*

Abstract

The paper is dealing with geological setting of the Bílé Karpaty Unit (Magura Flysch Group of nappes) in the vicinity of the Nezdenice fault system. New informations were gained from the deep road-cut of the Bánov village by-pass road. We evidenced the polyphase evolution of the Nezdenice fault system. This fault system is an important regional structure of the Outer Carpathians Flysch in Moravia. The origin of the fault system was connected with décollement of the Magura Flysch and formation of the nappe system during the Lower Oligocene. In the Middle Miocene the area was situated under the extensional tectonic regime and the volcanic rocks were emplaced mainly along the interbedding planes (simple sills and laccolithes). Sediments together with volcanites were folded during the youngest tectonic event of Sarmatian age. The older thrust faults were reactivated and some new small thrusts and folds originated. The Nezdenice fault system is known as a migration path for volcanites, polymetallic mineralisation, mineral waters and hydrocarbons. These young thrust and folds are documented and dated in volcanic rocks and sediments of the Moravian Outer Carpathians in the Bánov area only.

Úvod

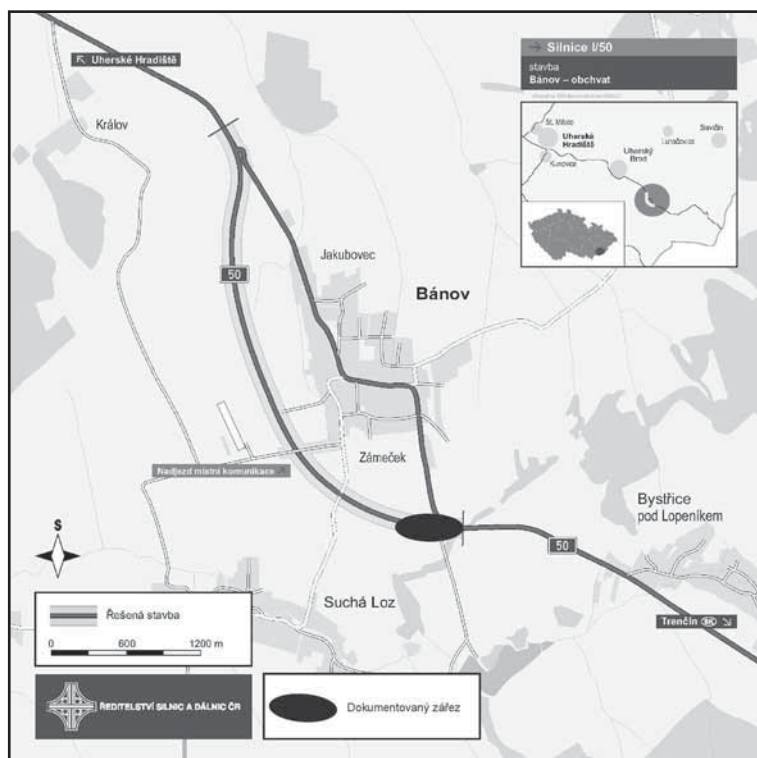
V roce 2009 pracovníci ČGS zaregistrovali v rámci pravidelné kontroly území pro oblastně geologický servis rozsáhlé čerstvé zářezy při v. ukončení stavby Bánov – obchvat, silnice I/50. Celková délka stavby činí 4,425 m. Lokalizace stavby podle údajů Ředitelství silnic a dálnic ČR je na obr. 1. V jejím průběhu je většina tělesa vozovky na náspech, bylo však zdokumentováno několik zářežů, vý-

kopů pro přeložky sítí a propustky. Největší výkopy byly při napojení obchvatu na stávající silnici I/50 při jv. okraji obce Bánov. Zde byly zjištěny výchozy v délce až 200 m, které během dřívějších mapovacích prací na území s převahou rovinatých polí neexistovaly. Tyto výchozy přinesly zásadní poznatky o nejmladší deformaci uvnitř flyšového pásma Karpat, kde se střednomiocenní porušení vůbec nepředpokládalo. Nejmladší násunové pohyby v rámci flyšových Karpat byly dosud prokázány pouze v oblasti Moravské brány, kde mají pospoldobaden- ské stáří (Krejčí et al. 2002, 2008).

Geologická stavba území

Geologické mapování v okolí Bánova probíhalo v letech 1985–1990 a na jeho základě byla sestavena geologická mapa 1:25 000 (Krejčí a kol. 1990) a 1:50 000 (Krejčí a kol. 1993). Uvedené mapy neexistují v digitální formě, tiskem vyšla pouze mapa 1:50 000 bez vysvětlujícího textu. V souvislosti s geologickým mapováním byla nově stanovena litostratigrafie bělokarpatské jednotky (Stráník et al. 1995 a Švábenická et al. 1997). Geologické podloží je v širším okolí stavby tvořeno sedimenty bělokarpatské jednotky magurského flyšového pásma. Sama stavba a její zářezy jsou budovány nivnickým souvrstvím (svrchní paleocén–spodní eocén) dílčího hluckého příkrovu.

Podle výchozů v zářezech trasy a v okolí je nivnické souvrství tvořeno flyšovými vrstvy s převahou šedých a hnědošedých jílovců se značnou proměnlivostí barevných odstínů. Jílovcy jsou prokládány jednotlivými deskami až lavicemi šedých,



Obr. 1: Situace zkoumaného zářezu.

Fig. 1: Situation of the studied road cut.

převážně jemně až středně zrnitých pískovců (do 150 cm). Celkovou mocnost nivnického souvrství odhadujeme asi na 500 m. Kontakt s okolními jednotkami je zde tektonický. Na V od konce zářezů stavby je jeho výskyt ukončen na nezdenickém zlomovém systému (boční rampa). Nivnické souvrství představují drobně až středně rytmické turbidity s převahou jílovců. Jsou to usazeniny těla a tylové části pomalých turbiditních proudů spodního vějíře na úpatí kontinentálního svahu. Podle aglutinovaných foraminifer se jedná o svahovou flyšovou biofacii, která indikuje prostředí batyálu s vyšším přínosem organického detritu a klastů.

V rámci svodnického souvrství (maastricht–spodní eocén, dílčí vlářský příkrov) lze na V od nezdenického zlomu vyčlenit proximální litofacii s převahou pískovců. Svodnické souvrství charakterizují klasické zralé turbidity. Agradacní megacykly a malá přítomnost skluzových deformací, rozmyvů a erozních kanálů svědčí pro uložení ve spodní části výplavových vějířů. Zde se nachází nejvyšší část svodnického souvrství (ca 400 m mocná, Eliáš – Plička 1962), která je tvořena středně až hrubě rytmickým flyšem s převahou drobových pískovců (mocnost lavic max. 400 cm, mocnost jílovců mezi nimi místy i méně než 1 cm). Přímé stratigrafické nadloží svodnického souvrství není v této oblasti známé, předpokládáme však, že jej původně tvořilo nivnické souvrství, které bylo erodováno. Problematikou eroze se zabývali Bíl et al. (2004). Podle absolutního datování stáří vulkanitů (viz níže), studia pohřbení sedimentů podle změn složení a vlastností organické hmoty a studia anizotropie magnetické susceptibility hornin bylo vypočteno, že eroze sedimentů v období od vmístění vulkanitů ve středním miocénu dosáhla asi 1 500 m.

Dílčí příkrovová jednotka bystrická je zastoupena bystrickými vrstvami zlínského souvrství na V od nezdenického zlomu v předpolí jednotky bělokarpatské. Jejich stáří je eocenní. Pro bystrické vrstvy jsou typické zelenošedé až šedé glaukonitické pískovce, jejich lavice postupně přecházejí přibýváním jemnější frakce až do hnědošedých, vápnatých, masivních střepovitých jílovců. Jednotlivé turbiditní rytmy mají mocnost většinou několik metrů. Právě výrazný litologický a stratigrafický rozdíl sedimentů nivnického, svodnického a zlínského souvrství umožňuje v této oblasti relativně přesně zmapovat průběh nezdenického zlomu.

Vulkanické horniny z v. okolí Uherského Brodu jsou známy již od minulého století. Poslední souborné zhodnocení uherskobrodských neovulkanitů bylo provedeno pro vysvětlivky geologické mapy 1:25 000 list 35-121 Bánov (Krejčí a kol. 1990, Adamová a kol. 1995). Vyvrělé horniny byly zjištěny ve všech dílčích jednotkách flyšové magurské skupiny. Plošně největší výskyt představuje pruh 1500 m dlouhý a maximálně 200 m široký ležící j. od Nezdenic a dále pruh na j. a v. svahu vrcholové části Bučníku. Drobné výskyty se koncentrují zejména v 1300 m širokém pásu sv.–jz. směru, který vede od Suché Lozi na sv. svah vrcholu Valy. Výskyty vulkanitů přecházejí místy diskordantně přes průběh nejvýznamnějších tektonických linií (nezdenický zlom, násun bělokarpatské jednotky) aniž by byly samy viditelně porušeny. Utvářelo se tak přesvědčení o potekto-

nickém stáří vulkanických hornin, protože v místech křížení se zlomy nebyly významné výchozy a vulkanity jsou silně alterovány a zvětrány. První radiometrické datování z tohoto vulkanického roje bylo provedeno u horniny od Horního Srní, vzdáleného od Bánova vzdušnou čarou asi 25 km (sarmatské stáří [11,8±0,4 Ma sensu Kantor a kol. 1984]). Celkem bylo z oblasti Bánova stanoveno dalších 9 radiometrických analýz (Pěcskay et al. 2002), přičemž 4 vzorky nepřinesly žádné údaje. Byl zjištěn rozptyl měření 14,76±1,18 Ma až 13,36±0,55 Ma. Přímě v obci Bánov poblíž nových odkryvů bylo zjištěné stáří 13,49±0,59 Ma. Uvedené údaje odpovídají období svrchního badenu až spodního sarmatu.

Z vulkanologického hlediska byly zjištěny zejména pravé a ložní žíly výhradně hypabysálního původu. To odpovídá také našemu nálezu v zářezu budované silnice, kde byl nalezen peň mocný až 5 m a dále 2 ložní žíly, mocné 3 m (viz profil na obr. 3). Na Bučníku poblíž Bánova je rozvětvený cedrový lakolit s maximální nepravou mocností ložního tělesa 24,7 m. Na několika výskytech byly zjištěny vulkanické brekcie, tvořící výplně přírodních kanálů (Bánov, lom pod kostelem, lom u Bystřice p. Lopeníkem, výskyt u vodní nádrže Ordějov). Během intruzí vulkanitů byly flyšové horniny kontaktně metamorfovány na kontaktní rohovce a porcelanity (nazelenale nebo nahnědle šedé, často se zachovanou sedimentární texturou). Kontaktní metamorfóza byla zjištěna také v okolí pně v zářezu budované silnice, včetně vmístování porušených sedimentů do puklin v okolních horninách.

Podle petrografie a chemismu lze tyto neovulkanity rozdělit do tří skupin:

- trachybazalty až bazaltické trachyandezity;
- leukokratní trachyandezity, obvykle propylitizované;
- doleritické olivinické bazalty.

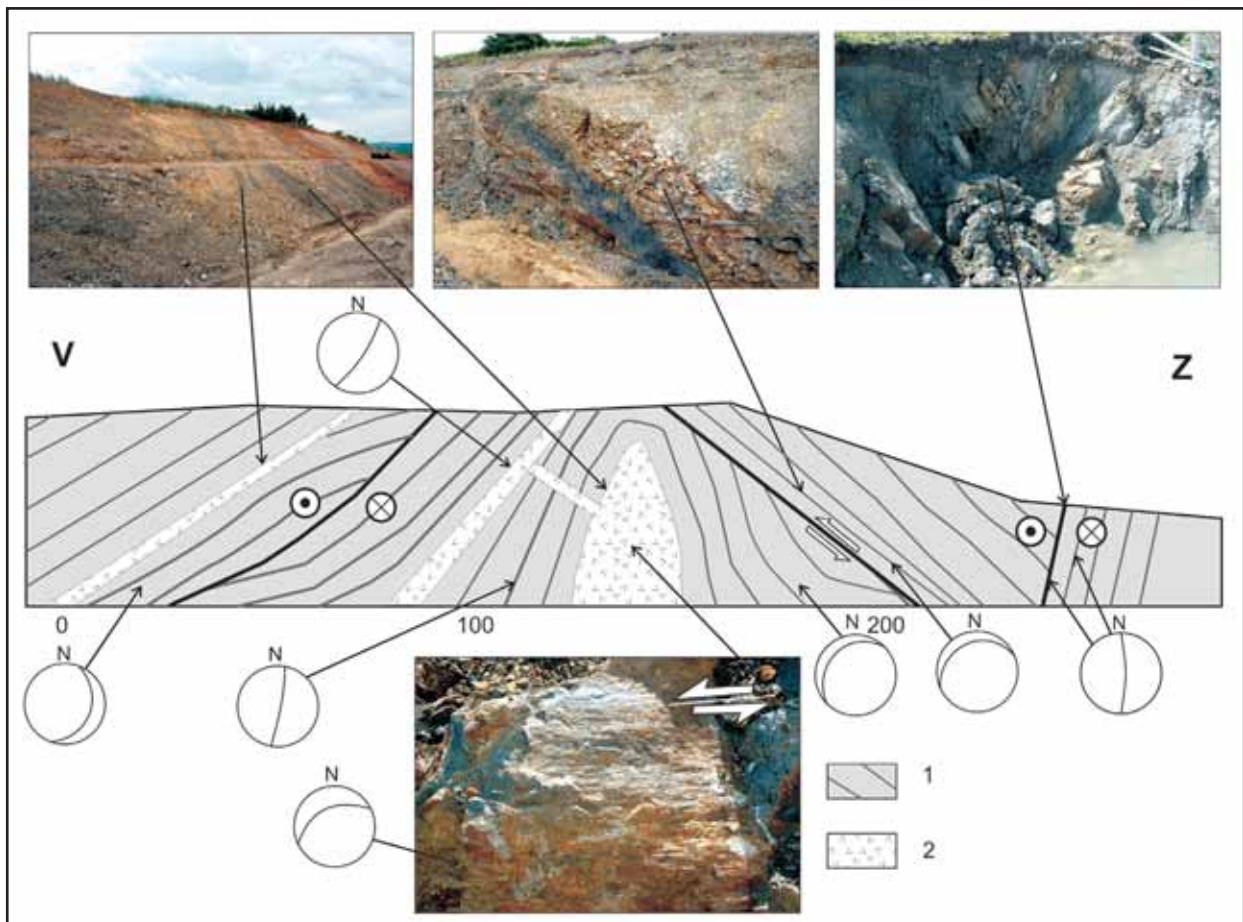
Trachybazalty až bazaltické trachyandezity byly nalezeny v zářezu silnice. Jsou černošedé s hojnými vyrostlicemi amfibolů o velikosti až 1 cm. Textury mají masivní i mandlovcové, mandle i vyrostlice mají náznak proudovitěho uspořádání, v mikroskopu lze pozorovat výrazné fluidální stavby drobných lištovitých plagioklasů v základní hmotě. Až 2 mm velké mandličky jsou vyplňovány kalcitem. Struktura je vždy porfyrická s vyrostlicemi plagioklasů, ke kterému přistupuje pyroxen a amfibol, ojediněle i přeměněný olivín. V základní hmotě převládají hypidiomorfní až lištovité plagioklasy, dále je přítomen pyroxen, magnetit, karbonát, v některých vzorcích překvapivě i biotit (Krejčí a kol. 1990).

Podle chemismu vulkanity spadají všechny do pole vysokodraselných orogenních andezitů, i když obsahy K₂O nedosahují hodnot typických pro šošonity. Ve srovnání s již publikovanými hodnotami ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr potvrzují hodnoty poměrů izotopů stroncia přiřazení těchto vulkanitů k vulkanitům Západních Karpat a ukazují na analogickou genezi. Karpatský vulkanismus je obecně dáván do souvislosti s plášťovým diapirem v prostoru pannonské pánve. Tento diapir postupně expandoval na vnější stranu karpatského oblouku, v důsledku čehož došlo k posarmatskému kolapsu pannonské pánve. K expanzi využil původní zóny subdukce, podél níž se noří pasivní okraj Českého masivu



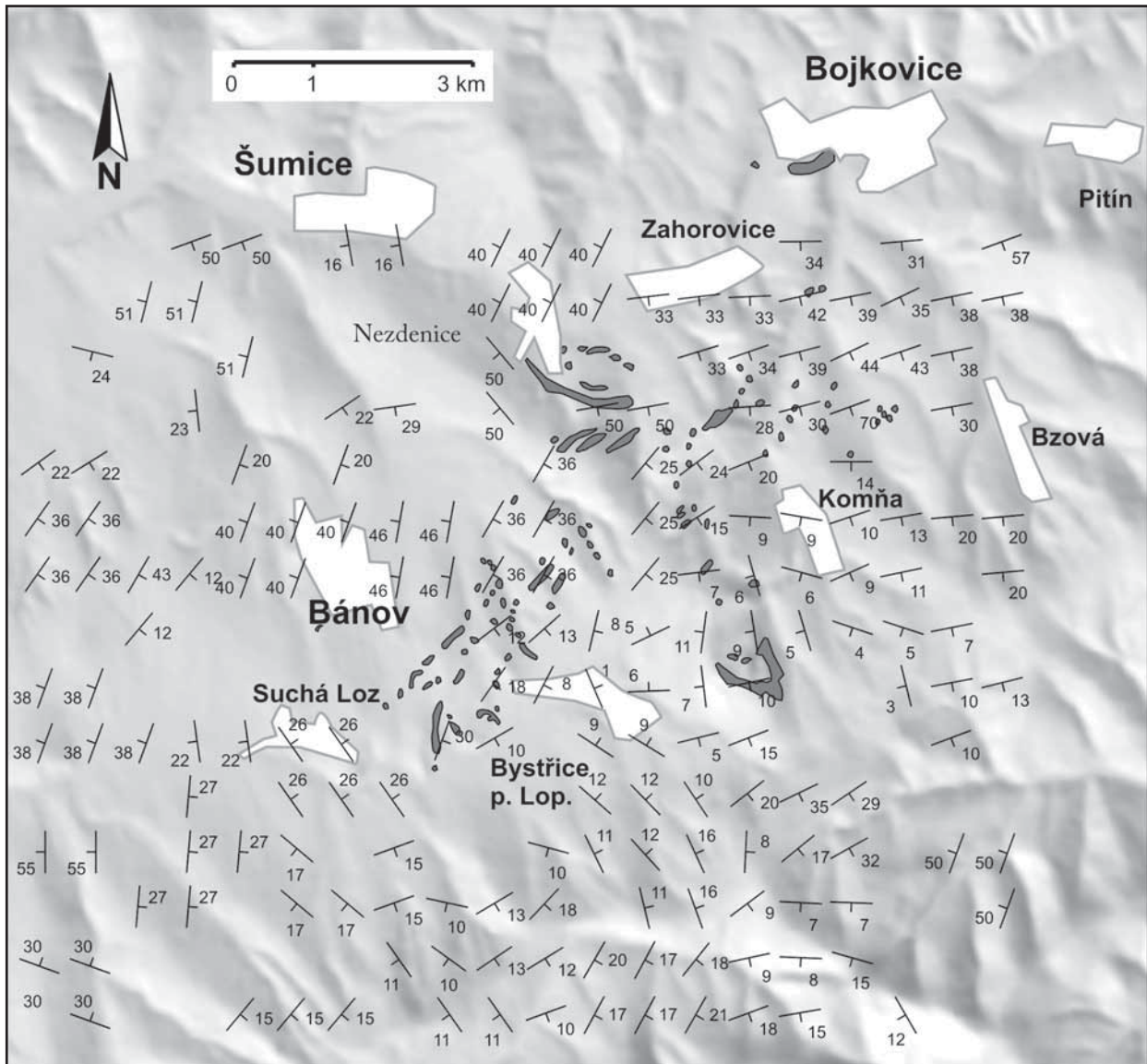
Obr. 2a, b: Interpretace struktur v zářezu silnice budoucího obchvatu Bánova – navazující panorama.

Fig. 2a, b: Interpretation of structures in the northern road cut of the Bánov village by-pass, continuing panorama.



Obr. 3: Schéma intruze trachyandezitu v zářezu obchvatu Bánova (pohled k jihu). 1 – pískovce a jílovce; 2 – trachyandezity.

Fig. 3: Schematic cross-section of the trachyandesite intrusion in the road cut of Bánov by-pass, southern view. 1 – sandstone and claystone; 2 – trachyandesites.



Obr. 4: Deformační mapa vypočtená z provedených strukturálních měření.

Fig. 4: Deformation map created from structural measurements.

a Severoevropské platformy pod karpato-pannonský blok. Expanze dílčí větve směrem na Uherskobrodsko byla podmíněna hlubinným zlomem pokračujícím z Českého masivu do Západních Karpat (systém labského lineamentu).

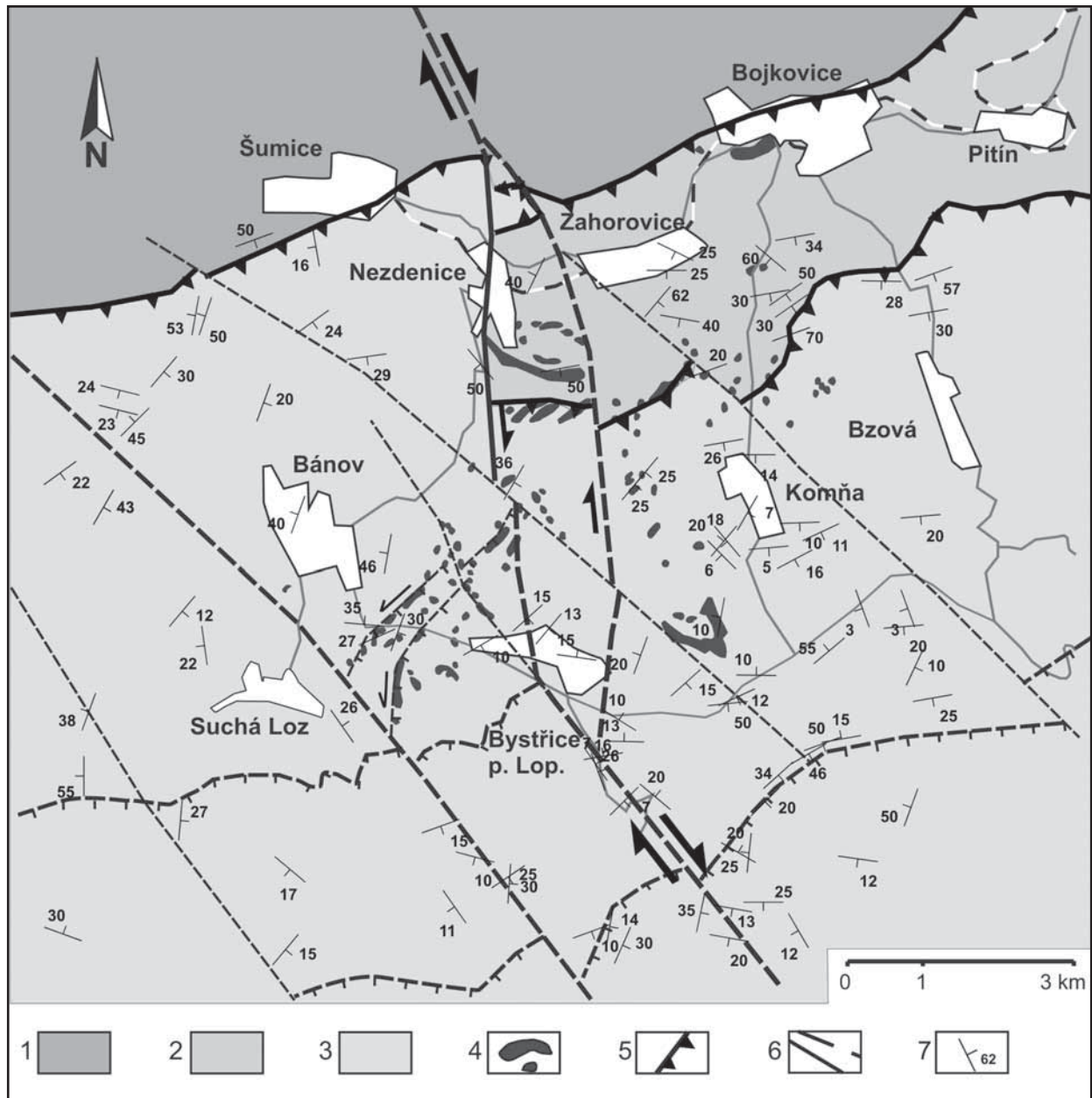
Tektonika

Oblast rozšíření nivnického souvrství tvoří tektonickou šupinu s málo známou vnitřní stavbou (malé odkrytí), která společně se svodnickým souvrstvím z. od nezdenického zlomu tvoří hlucký dílčí příkrov. Nivnické souvrství zde má komplikovanou, detailně provrášenou vnitřní stavbu, místy s převrácenými vrstevními sledy. Často se nacházejí vrstevní plochy a vrásové osy směru S–J s úklony k V nebo Z, což je v pásemně uspořádaném flyšovém pásmu (JZ–SV) neobvyklé (obr. 4).

Svodnické souvrství na V od nezdenického zlomu tvoří vlárský dílčí příkrov. Vrstvy v něm mají vesměs pásemný průběh jz.–sv. směru. Jedná se o téměř horizontálně uložené těleso lavicovitých pískovců v normální stratigrafické pozici.

Nezdenický zlom je nejvýznamnějším zlomem příčného průběhu k litostratigrafickým jednotkám. Na území listu jsou na něm ukončeny dílčí tektonické jednotky různého řádu, především bystrická jednotka a hlucký dílčí příkrov. Předpokládáme, že pohyb podél tohoto zlomu byl horizontální i vertikální. Kra z. od nezdenického zlomu je v nižší strukturální pozici než kra od něho na V. Jihovýchodně od Bánova vychází z nezdenického zlomu drobný systém zlomů charakteru levostranného posunu, který byl využit magmatem jako výstupová cesta (obr. 5). V období geologického mapování do roku 1990 nebyly nalezeny žádné doklady tektonického porušení vulkanických hornin.

Byla zde prováděna paleomagnetická měření a měření anizotropie magnetické stavby, která však nepřinesla dosud žádný konkrétní výsledek z důvodu značných alterací vulkanitů a zastření původních magnetických vlastností (E. Márton, ELGI Budapest; F. Hroudá, AGICO, s. r. o. Brno). Předpokládalo se proto obecně, že příkrovová stavba magurského kmenového příkrovu se utvářela přede-



Obr. 5: Interpretovaná strukturální mapa s původními strukturálními měřeními. Intruze trachyandezitů je založena na malé pánvičce typu pull-apart (uprostřed) a mezivrstevních odlepeních. Vysvětlivky: 1–račanská jednotka, 2–bystrická jednotka, 3–bělokarpatská jednotka, 4–neovulkanity, 5–násun ověřený, 6–zlom ověřený, předpokládaný, 7–měření vrstevnatosti.

Fig. 5: An interpreted structural map with originally measured data. Trachyandesite intrusions are emplaced along the faults of the small pull-apart basin (in the middle of the figure) and intralayer detachments. Explanations: 1–Rača Nappe, 2–Bystrica Nappe, 3–Bílé Karpaty Nappe, 4–Neovolcanites, 5–Thrust verified, 6–Fault verified, supposed, 7–Bedding measurements.

vším v období svrchní eocén–oligocén a v bělokarpatském týlovém příkrovu byla ukončena nejdříve.

V roce 2006 našel O. Krejčí v opuštěném lomu u Bojkovic doklady o přesmycích uvnitř ložní žíly tělesa trachyandezitů. Jednalo se o první důkaz tektonického porušení těchto hornin. Tato lokalita je popsána v jiném článku tohoto sborníku (Poul a kol., v tisku). Poté byly nalezeny další drobné doklady tektonického porušení v lomech u Bystřice pod Lopeníkem a Nezdenic. Tyto deformace nemají masivní přesmykový charakter a nejsou ještě zcela vyhodnoceny.

V roce 2009 bylo v zářezích v. ukončení silnice I/50 Bánov – obchvat nalezeno intenzivní porušení sedimentů

a vulkanitů v délce až 200 m. Tento unikátní nález je zdokumentován v tomto článku. Severní strana zářezu směru Z–V obsahovala sedimenty nivnického souvrství, porušené intenzivními plochými přesmyky a ploše uloženými vrásami několikametrového řádu (obr. 2a, b). Přesmyky lze ztotožnit s již dříve mapovanými zlomy směru JJZ–SSV, které byly využity jako přírodní cesty pro vulkanity (viz mapa in Krejčí a kol. 1990). Jižní strana zářezu obsahovala deformované sedimenty nivnického souvrství do rozsáhlé antiklinály s několika zlomovými poruchami. Samotný peň trachyandezitu přibližně ve střední části výchozu byl porušený lineacemi dokládajícími levostranný posun, který byl předpokládán podle ohybů dílčích zlomových

větvi v terénu. Na základě nových terénních měření byl sestaven nový model geologické stavby okolí nezdenického zlomu (obr. 5).

Závěr

Zářezy pro silniční stavbu Bánov – obchvat, silnice I/50, odkryly dosud nepoznané detaily geologické stavby nivnického souvrství hluckého příkrovu bělokarpatské jednotky. Byla potvrzena anomální geologická stavba – směry os vrás a ploch vrstevnatosti jsou otočeny oproti standardnímu pásemnému uspořádání (JZ–SV) do směru (S–J) v pruhu několik kilometrů širokém podél z. okraje nezdenického zlomového systému (obr. 4).

Byly doloženy levostranné posuny podél dílčích větví tohoto zlomového systému, včetně porušení výchozů vulkanických hornin. Dále byla potvrzena lokální pánvička bez sedimentární výplně typu pull-apart mezi dílčími větvemi nezdenického zlomového systému (obr. 5).

Nezdenický zlomový systém prodělal několik vývojových etap. Jeho vznik spojujeme s odlepením pánevní sedimentární výplně a vznikem příkrovového systému magurského příkrovu ve spodním oligocénu. V období středního badenu až sarmatu dochází v oblasti k extenzi a oslabená místa podél mezivrstevních přesmyků, navázaných na nezdenický zlom, slouží k výstupu vulkanitů. Sedimenty, včetně vmístěných vulkanických hornin, pak prodělaly nejmladší deformační etapu, spojenou s oživením stávajících a vznikem nových drobných přesmyků a vrás v období sarmatu. Tato deformační etapa je spojená s levostrannými horizontálními pohyby.

Nezdenický zlomový systém je znám jako migrační cesta pro vulkanity, polymetalické zrudnění, minerální vody a ropné látky. Společně s násunými v lomu u Bojkovic se jedná o nejmladší přesmyky lokálního charakteru v oblasti flyšového pásma Karpat na Moravě, včetně jeho čelní zóny. Předložená práce nepotvrzuje hypotézu o existenci luhačovického rozhraní, které vede podle Pospíšila – Pličky (1989) studovaným územím ve směru JJZ–SSV.

Literatura

- Adamová, M. – Krejčí, O. – Přichystal, A. (1995): Neovulkanity východně od Uherského Brodu. – Geol. Výzk. Mor. Slez v r. 1994, 12–15. Brno.
- Bíl, M. – Krejčí, O., – Franců, J. – Hrouda, F. – Přichystal, A. (2004): Estimation of the missing eroded sediments in the Bílé Karpaty unit (Outer West Carpathians). – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, XXXVIII Landform Evolution in Mountain Areas, 59–66. Kraków.
- Eliáš, M. – Plička, M. (1962): Příspěvek ke studiu vrstev svrchního oddílu paleogénu jednotky bělokarpatské – vrt Komňa-1. – *Práce Výzk. Úst. čs. naft. dolů*, XIX, 84–97. Brno.
- Kantor, J. – Repčok, I. – Ďurkovičová, J. – Eliášová, K. – Wiegerová, A. (1984): Časový vývoj vybraných oblastí Západních Karpat podle radiometrického datování. – MS, Geol. ústav D. Štúra. Bratislava.
- Krejčí, O. et al. (1990): Základní geologická mapa a Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000 list 35-121 Bánov. – MS, Archiv ČGS Praha.
- Krejčí, O. – Havlíček, P. et al. (1993): Geologická mapa a Vysvětlující text, list 35-12 Strání. – MS, Archiv ČGS. Praha.
- Krejčí, O. – Hanžl, P. – Hubatka, F. – Sedlák, J. – Švancara, J. (2002): Hercynian and Alpine brittle deformation of the Bruno-Visulicum and its sedimentary cover units in the footwall of the Outer Western Carpathians (E part of the Czech Republic). – *Krystalinikum*, 28, 145–167. Brno.
- Krejčí, O. – Baroň, I. – Hubatka, F. – Kašperáková, D. – Nývlt, D. (2008): Tectonic of slopes with large block landslides on the NE margin of the Bohemian Massif. – In: Jaboyedoff, M. (ed.): *Congress Slope-Tectonics 2008*, Lausanne, February 15th–16th, 2008, Université de Lausanne, Institut de géomatique et d'analyse risque. Lausanne.
- Pécskay, Z. – Konečný, V. – Lexa, J. – Přichystal, A. (2002): K/Ar dating of Neogene volcanic rocks in surrounding of Uherský Brod, Moravia. – Abstract, Symposium "Hibsč 2002", p. 100, Prague.
- Pospíšil, L. – Plička, M. (1989): Je luhačovické rozhraní tektonického původu? – *Zem. Plyn Nafta*, 34, 4, 617–626. Hodonín.
- Poul, I. – Krejčí, O. – Janečka, J. – Živor, R. (v tisku): Deformace svrchnobadenských trachyandezitů u Bojkovic jako odraz postintruzivní transtenze v bělokarpatské jednotce (Vnější Západní Karpaty). – *Geol. Výzk. Mor. Slez v r. 2009*. Brno.
- Stráník, Z. – Bubík, M. – Krejčí, O. – Marschalko, R. – Švábenická, L. – Vůjta, M. (1995): New lithostratigraphy of the Hluk Development of the Bílé Karpaty unit. – *Geologické práce, Správy* 100, 57–69. Bratislava.
- Švábenická, L. – Bubík, M. – Krejčí, O. – Stráník, Z. (1997): Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura Group of nappes in Moravia (Czech Rep.). – *Geologica Carpathica*, 48, 3, 179–191. Bratislava.

NÁVRH VYMEZENÍ OTTNANGSKÝCH ŠTĚRKŮ V LOKALITĚ OBORA-JUNÁCKÁ LOUKA (ÚDOLÍ SVRATKY, SEVEROZÁPADNĚ OD BRNA) NA ZÁKLADĚ GEOFYZIKÁLNÍHO MĚŘENÍ

A proposal on limitation of Ottnangian sediments at the locality Obora-Junácká louka (the Svatka River Valley, NW from Brno) based on geophysical research

František Kuda¹, František Hubatka², Lucie Peterková¹

¹ Geografický ústav PFF MU Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 328858@mail.muni.cz

² KOLEJ CONSULT & Servis spol. s r.o., Křenová 131/35, 602 00 Brno; e-mail: hubatka@kcas.cz

(24–32 Brno)

Key words: the Svatka River, tectonic depression, Ottnang sediments, ground penetrating radar, vertical electrical sounding

Abstract

The paper deals with geophysical research in the middle Svatka river valley, Junácká louka-Obora site near the Brno dam. The longtime investigations cover development phases of the Svatka river. This part is focused on spatial limitation of a tectonically conditioned depression with Ottnangian sediments. We used ground penetrating radar and vertical electrical sounding for survey, advanced GPR processing and analysis in geographic information system.

Úvod

V letech 2006–2009 bylo provedeno geofyzikální měření na lokalitě Obora a Junácká louka u Brněnské přehrady. Dílčími cíly měření bylo prostorové vymezení sedimentárních poloh a vytvoření 3D modelu povrchu krystalinika s důrazem na průběh sedimentárních depresí za účelem studia tektonických pohybů v lokalitě.

Zájmové území se nachází v oblasti střední Svatky. Dle geomorfologického členění Demka a kol. (1987) se nachází v oblasti Bobravské vrchoviny, konkrétně v oblasti Lipovské vrchoviny. Jedná se o průlomové údolí Svatky mezi Veverskou Bítýškou a Brnem. Průlomové údolí Svatky v zájmovém úseku je podle Krejčího (1964) antecedentního původu a vyvinulo se na dislokacích a tektonických poruchách, což dokazuje tím, že se údolí lomí v krátké pravouhlé úseky a neprobíhá napříč Bobravskou vrchovinou přímočaře. Označuje toto údolí jako zlomové. Údolí Svatky je v tomto úseku poměrně ostře zaříznuto do okolního reliéfu, který je tvořen z největší části granitovými horninami brněnského masivu.

V širším kontextu zde můžeme pozorovat výrazné morfologické projevy tektonického ovlivnění – například v oblasti hradu Veveří a v úseku mezi autokempem Obora a přístavištěm Rokle má údolí pravidelný pravouhlý průběh. Je také pravděpodobné, že i některé přítoky Svatky využívají starých, morfologicky se projevujících tektonických poruch, což je patrné např. v oblasti autokempu Obora, kdy jednotlivé přítoky Svatky mají shodný směr s hlavním tokem Svatky a to S–J. Na tuto skutečnost poukázal také Krejčí (1964).

Na svazích zatopeného údolí Svatky se nachází poměrně velké množství plošin, z nichž některé můžeme označit jako říční terasy. Jednou z těchto plošin je také lokalita Obora. Lokalita Obora se nachází sz. od Brna, na pravém svahu zatopeného údolí Svatky, v blízkosti

autokempu Obora. Jedná se o mírně ukloněnou (sklon 2° až 5°) plošinu sklánějící se směrem k zatopenému údolí Svatky, jejíž plochý reliéf je v kontrastu s poměrně výrazně rozčleněným okolním reliéfem. Na jejím povrchu leží zbytky štěrkopísků, jejichž valouny jsou až 10 cm velké. Říkovský (1932) považuje tuto plošinu za zbytek říční terasy, která se nachází v nadmořské výšce 255 m, tj. 40 m nad údolním dnem. Krejčí (1964) ji naopak označil za plošinu tektonického původu. Plošina nepřechází do okolního reliéfu kontinuálně, ale je oddělena poměrně ostře vystupujícím svahem s výrazně větším sklonem, který z morfologického hlediska na povrchu vykazuje známky tektonicky podmíněného svahu vyvinutého podél zlomové linie. V rámci předchozích výzkumů se určilo stáří sedimentární výplně v oblasti Obora podle studie těžkých minerálů materiálu z vrтанé studny jako ottnang (Peterková a kol. 2008). Uvedený závěr podporuje zjištění Čtyroké a kol. (1999) nebo Nehyby a kol. (2006) popisující deprese vyplněné shodným materiálem v širším okolí.

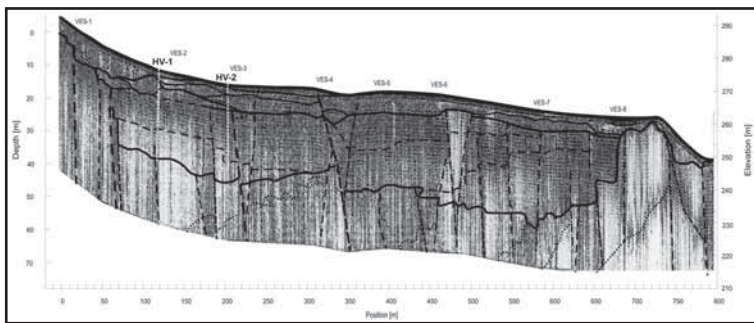
Geofyzikální měření

Geofyzikální měření bylo realizováno metodami GEORADAR a VES (vertikální elektrické sondování). Po dobu výzkumu se realizovalo celkem 11 georadarových profilů (PF0–PF10) o souhrnné délce 4 006 m a 15 sond metodou VES (obr. 1).

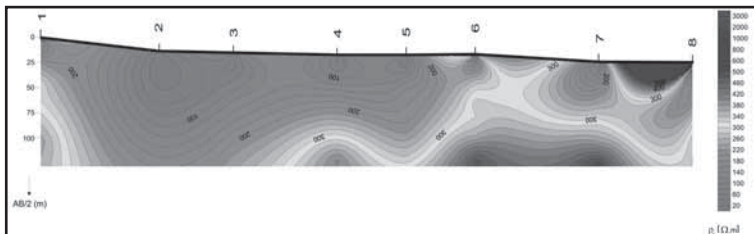
Georadarové měření bylo provedeno přístrojem kanadské výroby PulseEKKO PRO s frekvencí 50 MHz a časovým oknem 3 000 ns. Krok měření byl 1 m. Nadstavbové zpracování dat, které zahrnovalo různé druhy filtrace signálu, migraci a výpočet Hilbertových transformací (okamžité fáze), umožnilo získat hloubkové řezy v dobrém rozlišení, na kterých lze vymežit sedimentární struktury a to až do hloubek ca 30 m.



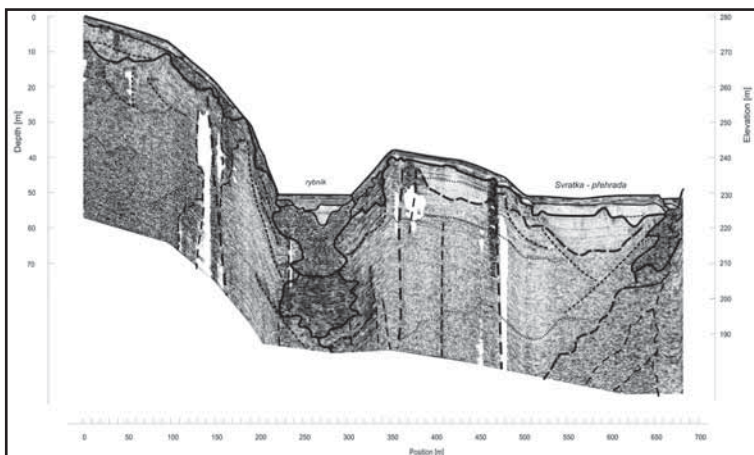
Obr. 1: Přehledová mapa průběhu georadarových profilů a pozice sond VES.
 Fig. 1: Localization of georadar survey line and vertical electrical sounding in the study area.



Obr. 2: Interpretace složeného georadarového záznamu z profilů PF0-3.
 Fig. 2: Interpretation of georadar profile PF0-3.



Obr. 3: Odporový řez dle sond VES 1-8.
 Fig. 3: Interpolation of vertical electrical sounding VES 1-8.



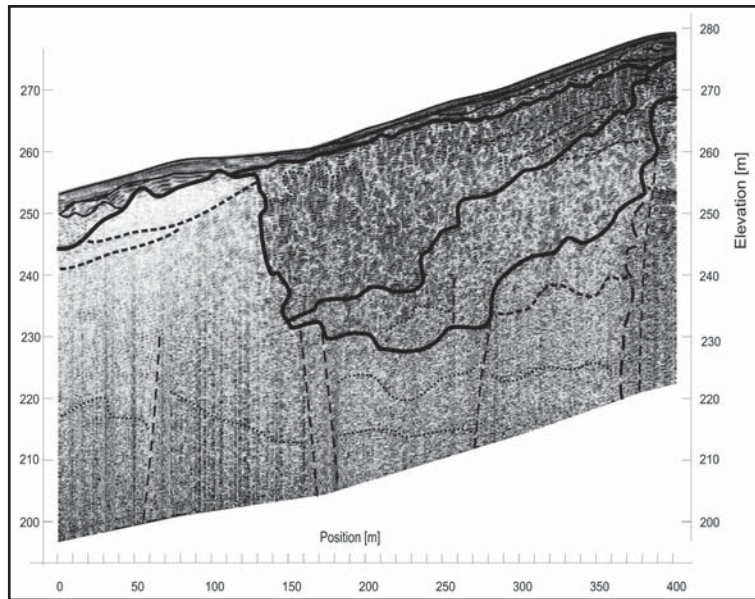
Obr. 4: Interpretace georadarového záznamu z profilu PF6 přes zamrzlý rybník a přehradu.
 Fig. 4: Interpretation of georadar profile PF6 across the frozen pond and the Brno dam.

Fosilní depozitní centrum je zachyceno na složeném profilu PF 0-3 (obr. 2), který vede ve směru J-S centrální části plošiny Obora. Jeho interpretace byla opřena o starší údaje vrtů HV1 a HV2 (Jahoda 1980) a sondy VES. V hloubkovém řezu jsou vymezeny kontury depresní struktury, jejíž výplň se oproti okolnímu krystaliniku vymezuje skupinou subparalelních a dynamicky výrazných reflexních rozhraní. Úbytek dynamiky signálu při bázi deprese je pravděpodobně způsoben přítomností většího množství vody v bazálních vrstvách šterků. Tuto skutečnost podporuje i odporový řez, který ukazuje snížení odporů na j. okraji profilu (obr. 3). Z georadarových záznamů jsou dále patrné četné projevy strukturně tektonických indikací.

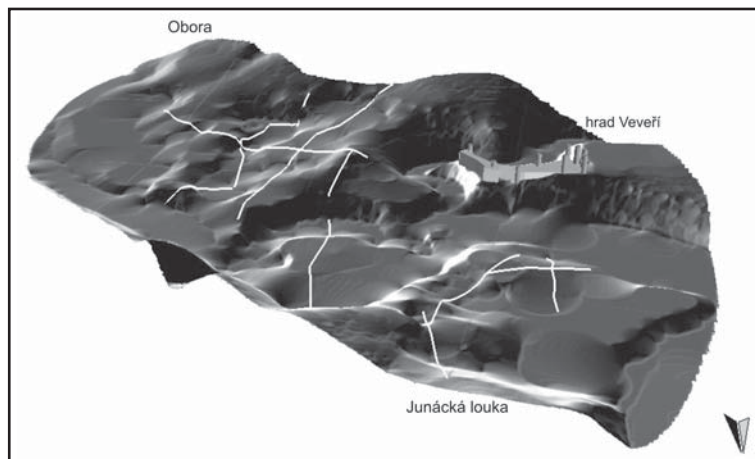
Metoda VES byla realizována přístrojem RESISTAR a naměřené křivky byly interpretovány programem VES 1 (Geofyzika Brno). Kvalitativní interpretace křivek VES na profilu PF 0-3 nastiňuje odporově diferencované prostředí. V přírůvkové zóně na sondách 2-5 byly naměřeny nízké hodnoty pod 100 $\Omega\cdot m$, které zvláště na sondách 2 a 3 pokračují do větších hloubek. Na sondách 6-8 naopak měrný odpor dosahuje řádově stovek až tisíců $\Omega\cdot m$. Pro delší rozestupy proudových elektrod měrné odpory charakterizují změny ve skalním podloží a jeho kvalitě. Nejvýraznější jsou bloky měrných odporů 300-400 $\Omega\cdot m$ na bodech VES 4-7. Zvlnění isolinií a pokles hodnot mezi sondami 4 a 5 může indikovat porušené podloží.

Kvantitativní interpretace dává skutečné měrné odpory ($\Omega\cdot m$) a mocnosti geoelektrických vrstev. Přírůvkové vrstvy svrchních horizontů pokryvu, tvořené svahovými hlínami s mocností do 8 m a proměnnými měrnými odpory v rozpětí 5-4 154 $\Omega\cdot m$. Nejnížší hodnoty mají jemnozrné, převážně jílovité sedimenty. S přibývajícím podílem zrnitých poloh a úlomků jejich měrný odpor roste. Zajímavá situace nastává u sondy 8, kde byly do hloubky 2 m interpretovány vysoké měrné odpory 1 090-4 154 $\Omega\cdot m$, ale pak do hloubky ca 6 m pokles na 46 $\Omega\cdot m$. Domníváme se, že jsme zde zachytili izolovaný blok skalního masivu zakleslý v sedimentech, zatímco hloubka podloží je v tomto místě až okolo 6 m.

Pod pokryvem leží vrstva písku s měrnými odpory 88-135 $\Omega\cdot m$. Jejich mocnost se mění mezi 5-17 m. Vyšší měrné odpory



Obr. 5: Interpretace georadarového záznamu z profilu PF9 na Junácké louce.
Fig. 5: Interpretation of georadar profile PF9 at the locality Junácká louka.



Obr. 6: Vizualizace 3D modelu báze sedimentárních prostorů lokality Junácká louka–Obora s vyznačením měřených georadarových profilů.
Fig. 6: 3D model of sedimentary base at the locality Junácká louka–Obora with georadar survey line.

(309–990 Ω .m) mají štěrky, které se vyskytují jak ve svrchních partiích, tak i v hlubších horizontech, na přechodu do skalního podloží.

Měrné odpory skalního podloží jsou vysoké (521–7 633 Ω .m). Určení geoelektrického rozhraní na přechodu ze štěrku do skalního podloží je velmi obtížné kvůli téměř shodným fyzikálním vlastnostem obou prostředí a stanovení věrohodného typu odporového modelu prostředí.

Profil PF 6 (obr. 4) probíhá ve směru J–S a byl odměřen v lednu 2009, kdy bylo využito velkých mrazů k realizaci měření na zamrzlé Svratce a přilehlém rybníku. Pod dnem rybníka a na levém břehu Svratky byly detekovány frekvenčně odlišné georadarové facie, které jsme vyhodnotili jako polohu štěrku nebo štěrkopísků s bází v hloubce ca 10 m. V prostoru rybníka byla dále v hloubce 10 až 20 m (pod štěrky) detekována další anomální poloha, pro kterou zatím nemáme vysvětlení. V prostoru vypuštěné přehrady

byly odměřeny dvě sondy VES, které zjistily pod vrstvou bahna polohu písků a mělce uložené skalní podloží v hloubce 6 až 7 m.

Profil PF 9 (obr. 5) byl odměřen s cílem zjistit stav horninového prostředí v prostoru lesa na s. straně Junácké louky. Probíhal ve směru JJZ–SSV v délce 400 m. Na profilu byla mezi metrážemi 130–370 detekována reflexně odlišná strukturní poloha, kterou zatím interpretujeme jako větší akumulaci písků s bází v hloubce 10 až 25 m. Pod touto georadarovou facií sledujeme další méně výrazné změny vlnového pole, u kterých nevíme, zda se jedná o projev zvětralého podloží, sutí nebo bazálních štěrků. Litologické zařazení této anomální polohy, včetně nadložního sedimentárního komplexu, je nutné do budoucna zpřesnit elektrickými měřeními, několika sondami VES.

Tvorba 3D modelu

V záznamech georadarových profilů bylo interpretováno geologické rozhraní odpovídající bázi starších sedimentárních prostorů. Na základě plošné korelace zjištěných údajů a expertních zkušeností byly vytvořeny izolinie depozitních center. Za účelem tvorby 3D modelu došlo při digitalizaci vymezených izolinií k jejich napojení na okolní terén určený vrstevnicemi z datové sady ZABAGED. Generování digitálního modelu reliéfu (DMR) a báze sedimentárních prostorů proběhla v prostředí softwaru ArcGIS 9.2 s využitím extenze Spatial Analyst pomocí interpolační metody Natural Neighbor. Při 3D vizualizaci modelu báze sedimentárních prostorů se zvýrazněním pomocí stínovaného reliéfu (obr. 6) vynikly hrany depresí a prostorové vztahy struktur v lokalitě. S využitím 3D modelu se počítá do dalších studií pro lepší pochopení tektonického vývoje lokality.

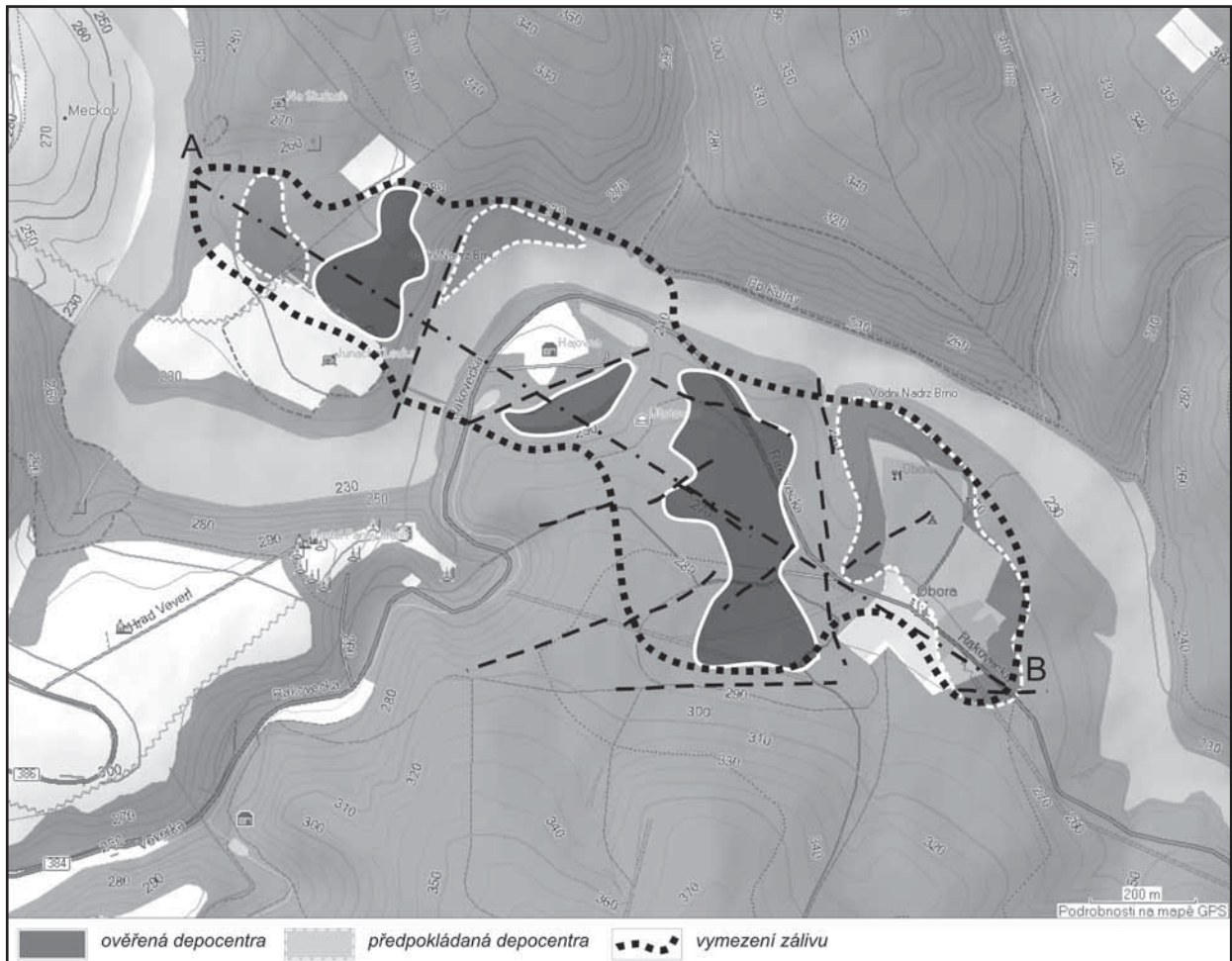
Vymezení sedimentárních depocenter

Podle získaných isolinií byly v mapě (obr. 7) ohraničeny nejhlubší části, které lze považovat za depozitní centra starší sedimentární formace. Zde se štěrky bu-

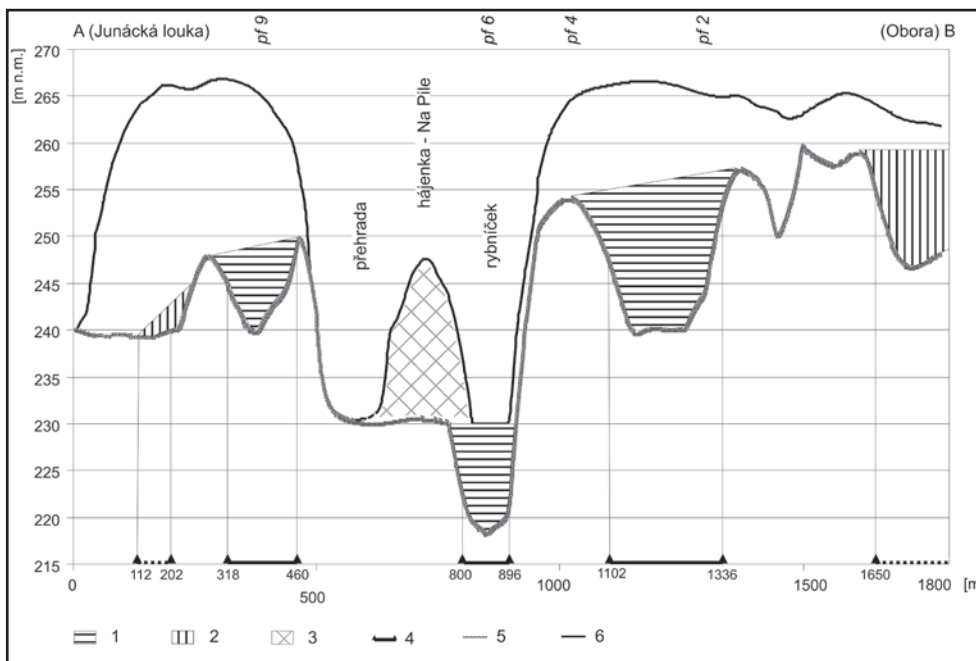
Pozice středu	rozloha [ha]	délka hlavní osy [m]	max. hloubka [m]
49°15'40,872"N; 16°27'43,464"E	3,3	292,2	26,1
49°15'32,700"N; 16°28'01,600"E	1,6	270,0	16,1
49°15'25,354"N; 16°28'17,309"E	9,2	600,5	

Tab. 1: Parametry zjištěných depozitních center vypsány od SZ (Junácké louky) k JV (Oboře).

Tab. 1: Parameters of localized sedimentary areas order from NW (Junácká louka) to SE (Obora).



Obr. 7: Vymezení zjištěných a předpokládaných depozitních center.
 Fig. 7: Position of localized and expected sedimentary areas.



Obr. 8: Výškový profil báze.
 Fig. 8: Profile graph of sedimentary base.

dou vyskytovat v největších mocnostech. Souhrnné parametry odvozené z DMR pro zjištěné struktury jsou uvedeny v tabulce (tab. 1). Hlavní a plošně nejrozsáhlejší reálně zjištěné epicentrum leží z. od Obory. Tato poměrně úzká depose je protáhlá ve směru SSZ–JJV. Další relikt štěrku byl detekován pod rybníčkem na j. okraji hájovny. Předpokládáme, že toto depocentrum bylo „zrušeno“ mladšími tektonickými pohyby krystalinika. Třetí detekovaná depose leží na v. straně Junácké louky. Z plošné korelace se dále naznačuje,

že se větší polohy štěrků mohou vyskytovat i na z. straně Junácké louky a pod kempem Obora. Tyto předpoklady je nutné ověřit dalším georadarovým měřením.

Hlavní osy zjištěných i předpokládaných depresí odpovídají převažujícímu s.–j. směru realizovaných georadarových profilů. Propojením detekovaných depresí získáváme úzkou strukturu orientovanou ve směru SZ–JV vyplněnou štěrky ottnangu. Tento prostor byl následně segmentován a deformován mladšími tektonickými pohyby, což je patrné z výškového profilu báze (obr. 8) s vyznačením fosilních depozitních center. Deformaci dokládá tendence rostoucí výškové pozice depresí ve směru od Junácké louky k Oboře při shodné výškové úrovni současného terénu obou lokalit.

Závěr

V rámci geofyzikálního průzkumu v lokalitě Junácká louka-Obora byla zjištěna 3 fosilní depositní centra sedimentů vyplněná ottnangskými štěrky a stejný počet je ještě v oblasti předpokládán. Prostorové uspořádání depresí s 3D modelem naznačuje jejich spojení do úzké struktury orientované SZ–JV, která je podle georadarových záznamů deformována mladšími tektonickými pohyby.

Plošná korelace geofyzikálních dat, interaktivní tvorba výškových profilů na základě interpolovaného povrchu báze sedimentů srovnáním se současným DMR a 3D vizualizace podpořily teorii tektonického vývoje reliéfu v lokalitě Junácká louka-Obora, která je cílem našich dlouhodobých studií.

Práce je součástí grantového projektu GA ČR 205/06/1024 „Geomorfologie údolí střední Svratky – kvarterní vývoj a environmentální aspekty“.

Literatura

- Čtyřoká, J. – Petrová, P. – Vít, J. (1999): Revize a stratigrafické zařazení terciérních sedimentů v depresích severně od Brna. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998, 51–53. Brno.
- Demek, J., ed. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR: Hory a nížiny. – Academia, Praha, 584 s.
- Jahoda, V. (1980): Zpráva o předběžném hydrogeologickém průzkumu pro zajištění zdroje podzemní vody pro podnikovou školu JmSL na Oboře. – Geotest, Brno, 21 str.
- Krejčí, J. (1964): Reliéf brněnského prostoru. – Folia PŕF UJEP, spis 4, sv. 5, 123 str.
- Nehyba, S. – Bubík, M. – Kirchner, K. – Petrová, P. – Vít, J. (2006): Fluvialní sedimenty mezi Jinačovicemi a Kuřimí. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005, 44–47. Brno.
- Peterková, L. – Kirchner, K. – Hubatka, F. – Nehyba, S. (2008): Geofyzikální výzkum v lokalitě Obora (SZ od Brna) a jeho aplikace na poznatky vývoje řeky Svratky mezi Veverskou Bítýškou a Brnem. – In Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 55–62. Bratislava, SAV.
- Říkovský, F. (1932): Fluvialní terasy střední Svratky. – Spisy vydávané Přírodovědeckou fakultou Masarykovy university, č. 152, 22 str.

MORFOLOGICKÉ A SEDIMENTOLOGICKÉ ÚČINKY ŘÍČNÍHO DŘEVA V KORYTĚ ČERNÉ OPAVY

Morphological and sedimentological effects of woody debris in the channel of the Černá Opava

Zdeněk Máčka, Lukáš Krejčí

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

(15–13 Vrbno pod Pradědem)

Key words: woody debris, channel morphology, grain size, sediment sorting, the Černá Opava River

Abstract

Woody debris in streams and rivers is an important controlling variable of channel morphology. Morphological and sedimentological effects of individual wood pieces and wood accumulations in two segments of the Černá Opava River were investigated. It can be concluded that live and dead woody vegetation conditioned the origin of river branching after the extreme flood in 1997. Afterwards, woody debris governed the spatial distribution of small erosional bed forms (pools) and also partly enhanced the retention of finer sediments. Woody debris has also local impact on sediment grain size and to a lesser extent on sediment sorting. Bed load samples from fluvial forms which were generated by woody debris show finer and better sorted sediments. However, the difference to samples unaffected by woody debris is statistically insignificant. Nevertheless, it is inferred that the presence of woody debris increased the differences in sediment grain size and sorting on a local scale.

Úvod

Říční dřevo je fenomén, který významným způsobem ovlivňuje fungování fluviálních systémů v zalesněných povodích (Gregory et al. 2003). Říčním dřevem rozumíme různorodý materiál (kmeny, větve, pařezy, kořeny), který vzniká fragmentací stromů a keřů, které se vyvrátily do říčního koryta. Říční dřevo je český termín, který navrhuje používat jako ekvivalent anglického pojmu *woody debris*. Podle velikosti se rozlišuje hrubé dřevo (*large woody debris*; LWD) s průměrem alespoň 10 cm a délkou nejméně 1 m a jemné dřevo (*small woody debris*; SWD) s menšími rozměry (Máčka – Krejčí 2010). Dřevo komplexním způsobem ovlivňuje fyzikální a biologické procesy v řekách; zejména se jedná o vliv na proudění vody, morfologii koryta a nivy, transport a retenci sedimentů, stanovištní a druhovou pestrost a cykly živin (Grešková 2005). Hrubé dřevo je z našich řek po dlouhou dobu soustavně odstraňováno, což vedlo k proměně vzhledu a fungování vodních toků. Tento příspěvek se zabývá v detailním prostorovém měřítku morfologickými a sedimentologickými účinky říčního dřeva ve dvou segmentech šterkovitého koryta Černé Opavy v Hrubém Jeseníku.

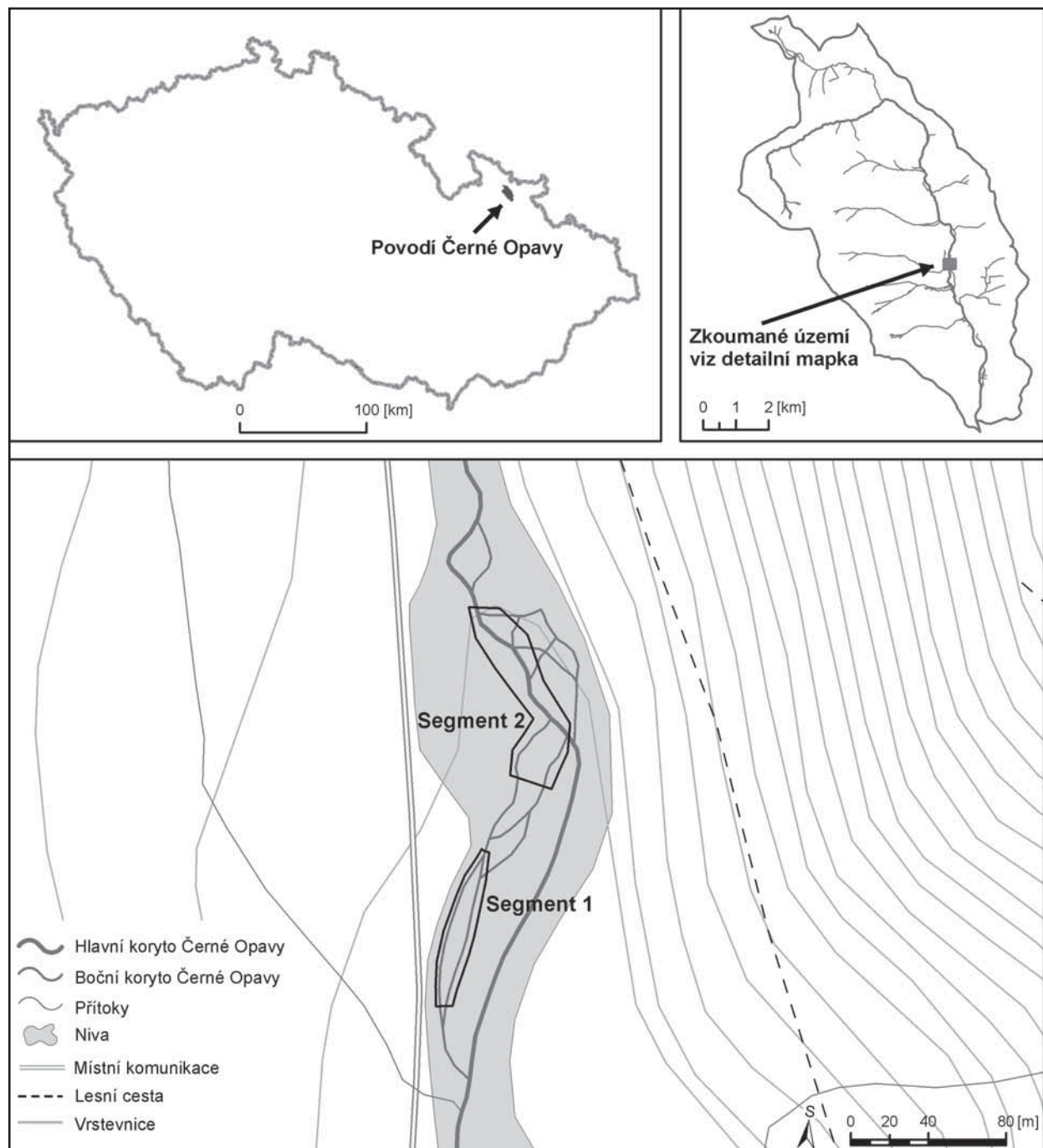
Vliv dřeva na formování morfologie a retenci sedimentů u horských vodních toků byl poprvé popsán již v 70. letech 20. století v sz. části USA (Swanson et al. 1976, Keller – Swanson 1978, Beschta 1979). V horských tocích s velkým sklonem koryta, příkrými údolními svahy a úzkou či chybějící nivou mohou dřevní akumulace lokálně zrychlit či zpomalit erozi břehů a dna, vytvořit překážky zachytávající splaveniny a vést ke vzniku stupňovitého podélného profilu. V tocích s menším sklonem koryta může dřevo zvýšit nebo snížit stabilitu říčních břehů, iniciovat vznik centrálních lavic a krátkých divočících úseků, nebo způsobit vznik povodňových koryt či vyvolat odškrcení meandrů. Dřevo působí v různých časoprostorových

úrovňích od rychlé, lokální tvorby tůně za jediným padlým stromem (Kail 2003) až po dlouhodobý vývoj říčního vzoru a celé údolní nivy (Brooks et al. 2003). Výsledný morfologický účinek závisí na poměru velikosti dřeva a velikosti koryta; nejvýraznější účinky má dřevo na menších a středně velkých vodních tocích.

Mnohem méně pozornosti bylo věnováno vlivu dřeva na zrnitostní diferenciaci (vytřídění) dnových splavenin. Zrnitostní diferenciacie sedimentů v korytech tvořených hrubozrnnými aluviálními sedimenty je výsledkem segregace částic během procesů eroze, transportu a depozice. Vytřídění aluviálních šterků je konvenčně připisováno selektivnímu odnosu různě velkých částic, kdy větší zrna mají větší inercií než malá a vyžadují proto větší hodnoty tečného napětí pro uvedení do pohybu. Faciální (zrnitostní) diferenciacie sedimentů je tak interpretována jako odraz prostorové variability transportní kapacity. V měřítku říčního úseku se rozdíl v zrnitosti sedimentů projevují ve vztahu k prostorové organizaci dnových forem jako jsou brody (*riffles*), tůně (*pools*) nebo lavice (*bars*) (Powell 1998). Vzhledem k tomu, že dřevo modifikuje hydraulické podmínky a tvorbu dnových forem v korytě, lze očekávat i vliv na zrnitost sedimentů.

Zájmový říční úsek

Černá Opava pramení v sedle mezi Orlíkem a Srncím vrchem a odvodňuje v. úbočí masivu Medvědího vrchu (1 216 m n. m.) v CHKO Jeseníky; společně se Střední a Bílou Opavou je zdrojnicí řeky Opavy. Délka toku je 18,5 km, plocha povodí 57,9 km², průměrný průtok na stanici Mnichov 0,76 m³·s⁻¹. Zkoumaný úsek má délku 200 m a leží mezi říčními km 5,73–5,93 (viz obr. 1). Řeka je dnes rozdělena do několika menších ramen, jejichž morfologie se vyvíjí přirozeným způsobem a jež se vyznačují velkou členitostí dna a břehů. Úsek je výjimečný velkým množ-



Obr. 1: Poloha povodí Černé Opavy a zájmových segmentů nivy. Detailní mapka ukazuje větvení řeky, které vzniklo při povodni v červenci 1997.

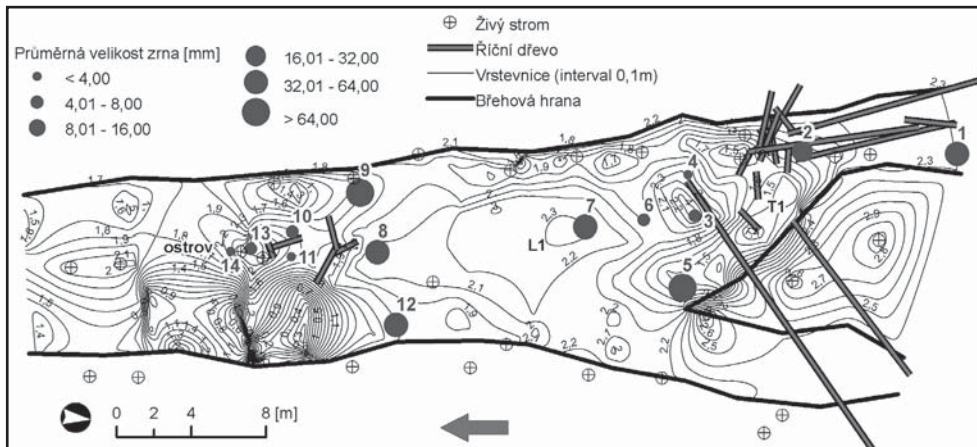
Fig. 1: Location of the Černá Opava watershed and the study river reaches. Detail map shows the river branching, which arose during the July 1997 flood.

stvím říčního dřeva, které tvoří individuální kusy a dřevní akumulace. Velké množství kmenů, pařezů po odstraněných stromech i živých stromů je podmíněno vývojem při povodni v roce 1997, kdy si řeka vytvořila několik nových ramen v nivě porostlé smrkovým lesem. Povodně dosahují značně vysokých kulminačních průtoků ($Q_{100} = 65,6 \text{ m}^3/\text{s}$) a mají výrazně formativní účinek na údolní nivu a ramena řeky. Vznik rozvětveného úseku připomínajícího divočení (renaturalizace povodní) se datuje do roku 1997, kdy kulminační průtok povodně činil $120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Řehánek 2002). Povodně renaturalizované úseky již nebyly uvedeny

zpět do původního stavu, jsou unikátním příkladem dynamicky se vyvíjející nivy horského toku a byly předmětem některých geomorfologických a botanických výzkumů (Ponczová 2003, Šaňková 2009). Poslední velká povodeň s kulminačním průtokem $76,6 \text{ m}^3/\text{s}$, jejíž morfologické účinky zdokumentovala Wistuba (2009), proběhla v září 2007.

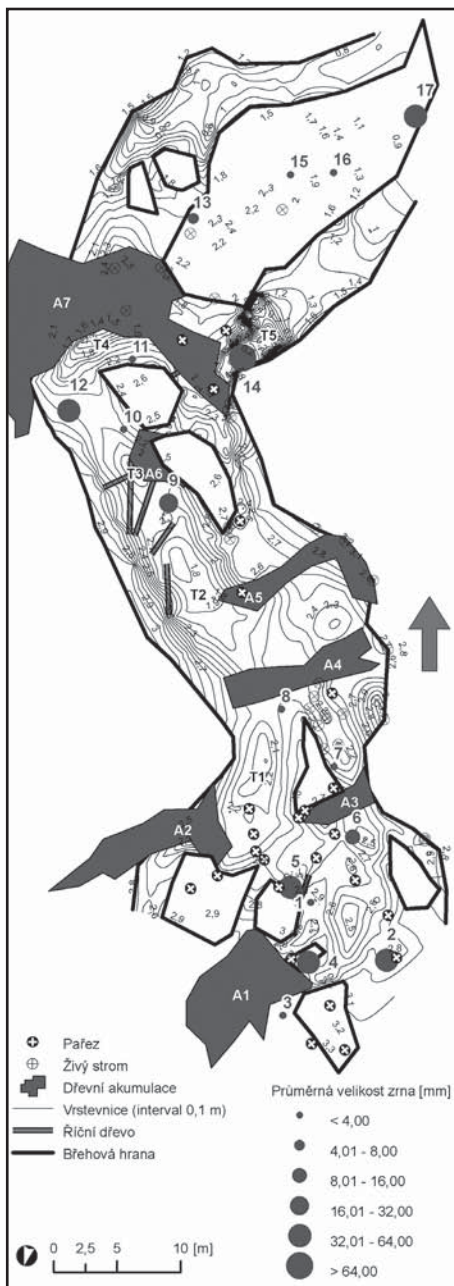
Metody

Terénní práce probíhaly během srpna roku 2009. Prvním krokem bylo geodetické zaměření obou úseků



Obr. 2: Morfologie koryta, poloha říčního dřeva, živých stromů a průměrná zrnitost dnových splavenin v segmentu 1.

Fig. 2: Channel bed topography, distribution of woody debris, live trees and mean grain size of bed-load at segment 1.



ho dna v programu ArcGIS 9.2. Prostorovou interpolací pomocí metody „natural neighbor“ byl v programu ArcMap vytvořen grid s krokem 0,1 m. Tento grid byl následně převeden na 3D model v programu ArcScene. Do modelu byly zahrnuty biologické struktury tvořené mrtvým říčním dřevem a živými stromy.

Druhým krokem byl odběr a zrnitostní rozbor korytových sedimentů. Vzorky byly odebírány z jednotlivých korytových forem – brodů, tůň a lavic. Byly vzorkovány formy ovlivněné i neovlivněné přítomností dřeva. V případě štěrkovitých sedimentů bylo z povrchu formy odebráno 50 náhodně zvolených klastů, u kterých byla na místě změřena b-osa pomocí mřížky s otvory odstupňovanými po $\frac{1}{2} \Phi$ (13 vzorků) (Bunte – Abt 2001). Z forem tvořených drobně štěrkovitými a písčítými sedimenty byly odebrány objemové vzorky s váhou 1 kg, které byly sítovány na přístroji Retsch AS 200 Control (18 vzorků). Následně byly sestaveny zrnitostní křivky a vypočtena průměrná velikost zrna M_z a koeficient vytrídění σ podle Folk – Ward (1957).

Výsledky

Topografie dna v obou segmentech koryta ukazuje, že říční dřevo výrazně komplikuje jeho morfologii (viz obr. 2 a 3). To je zejména patrné při srovnání s jinými úseky dolního toku Černé Opavy, kde převažuje ploché dno, případně sekvence brodů a tůň. Morfologické efekty jsou znásobeny skutečností, že řeka se větví do menších ramen. Zvláště dřevní akumulace pak v menších ramenech výrazně mění hydraulické podmínky (vznik hydraulických skoků), vyvolávají vznik tůň a zadržují splaveniny. Z plochy 570 m² segmentu 1 tvoří 76 m² erozní a 85 m² akumulací formy vyvolané přítomností dřeva, podobně z 1 439 m² segmentu 2 tvoří 185 m² erozní a 42 m² akumulací formy. Některé formy jsou vyvolané říčním dřevem či živou vegetací nepřímo – např. centrální lavice nebo tůň v segmentu 1, tůň v segmentu 2. Sklon koryta v segmentu 1 je 14,8 ‰, sklon koryta v segmentu 2 je 19,2 ‰.

V **segmentu 1** je markantní vznik tůň T1 s komplikovaným tvarem pod dřevní akumulací blokující v celé šířce jedno z užších, pobočných koryt řeky (viz obr. 2). Akumulace vytváří v korytě stupeň (hydraulický skok) s převýšením 0,5 m.

Obr. 3: Morfologie koryta, poloha říčního dřeva, živých stromů a průměrná zrnitost dnových splavenin v segmentu 2.

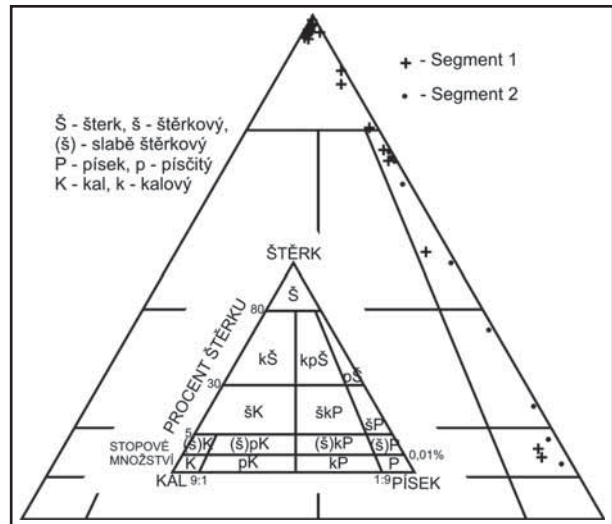
pomocí totální stanice Topcon GPT-9003M. Zaměřena byla morfologie koryta, poloha jednotlivých kusů říčního dřeva, pařezů a živých stromů rostoucích v korytě nebo jeho bezprostřední blízkosti. Pole měřických bodů mělo průměrnou hustotu 1 bod na 2,7 m² koryta. Zaměřen byl rovněž půdorys větších nahromadění dřeva, tzv. dřevních akumulací. Z měření byl sestaven výškový model říční-

ho dna v programu ArcGIS 9.2. Prostorovou interpolací pomocí metody „natural neighbor“ byl v programu ArcMap vytvořen grid s krokem 0,1 m. Tento grid byl následně převeden na 3D model v programu ArcScene. Do modelu byly zahrnuty biologické struktury tvořené mrtvým říčním dřevem a živými stromy. Druhým krokem byl odběr a zrnitostní rozbor korytových sedimentů. Vzorky byly odebírány z jednotlivých korytových forem – brodů, tůň a lavic. Byly vzorkovány formy ovlivněné i neovlivněné přítomností dřeva. V případě štěrkovitých sedimentů bylo z povrchu formy odebráno 50 náhodně zvolených klastů, u kterých byla na místě změřena b-osa pomocí mřížky s otvory odstupňovanými po $\frac{1}{2} \Phi$ (13 vzorků) (Bunte – Abt 2001). Z forem tvořených drobně štěrkovitými a písčítými sedimenty byly odebrány objemové vzorky s váhou 1 kg, které byly sítovány na přístroji Retsch AS 200 Control (18 vzorků). Následně byly sestaveny zrnitostní křivky a vypočtena průměrná velikost zrna M_z a koeficient vytrídění σ podle Folk – Ward (1957). Topografie dna v obou segmentech koryta ukazuje, že říční dřevo výrazně komplikuje jeho morfologii (viz obr. 2 a 3). To je zejména patrné při srovnání s jinými úseky dolního toku Černé Opavy, kde převažuje ploché dno, případně sekvence brodů a tůň. Morfologické efekty jsou znásobeny skutečností, že řeka se větví do menších ramen. Zvláště dřevní akumulace pak v menších ramenech výrazně mění hydraulické podmínky (vznik hydraulických skoků), vyvolávají vznik tůň a zadržují splaveniny. Z plochy 570 m² segmentu 1 tvoří 76 m² erozní a 85 m² akumulací formy vyvolané přítomností dřeva, podobně z 1 439 m² segmentu 2 tvoří 185 m² erozní a 42 m² akumulací formy. Některé formy jsou vyvolané říčním dřevem či živou vegetací nepřímo – např. centrální lavice nebo tůň v segmentu 1, tůň v segmentu 2. Sklon koryta v segmentu 1 je 14,8 ‰, sklon koryta v segmentu 2 je 19,2 ‰. V **segmentu 1** je markantní vznik tůň T1 s komplikovaným tvarem pod dřevní akumulací blokující v celé šířce jedno z užších, pobočných koryt řeky (viz obr. 2). Akumulace vytváří v korytě stupeň (hydraulický skok) s převýšením 0,5 m. Akumulace je propustná a nedochází nad ní k výraznějšímu zachytávání

splavenin. Tůň má hloubku 0,3 m, maximální šířku a délku 6 m, respektive 11 m. Dřevo tak iniciovalo vznik stupně v podélném profilu řeky, kdy na vzdálenost 8 m klesá dno koryta o 0,8 m (lokální sklon dna 100 ‰). Dále po proudu následuje centrální lavice L1, která je výsledkem depozice materiálu vymývaného z tůně T1. Depozici v tomto místě podporuje i příčně orientovaný kmen zasahující do koryta, za kterým se usazuje hrubý písek. Vegetace přímo ovlivňuje rovněž spodní část segmentu 1, kde se nachází ostrov zpevněný živými stromy a říčním dřevem. Ostrov představuje stabilní překážku proudění, nicméně koryto se nemůže rozšířit boční erozí, protože břehy jsou stabilizovány živými stromy. V důsledku toho dochází k akceleraci hloubkové eroze, která vedla ke vzniku dvou tůní lemujících ostrov. Větší z tůní v levé části koryta má hloubku 0,9 m, šířku 4 m a délku 8 m.

Segment 2 je plošně rozsáhlejší a jeho morfologie je komplikovanější (viz obr. 3). Protože je zde koryto širší, nejsou zde tolik významné vlivy živé břehové vegetace jako v segmentu 1. V dílčích korytech a na ostrovech se nachází celkem sedm dřevních akumulací různých rozměrů, velké množství pařezů a několik individuálních kusů dřeva. Nejvýraznější morfologický efekt má akumulace A7, která vznikla v čelní části ostrova, na kterém dochází k zachytávání dřeva za povodní. Akumulace blokuje koryto v celé šíři, mění směr proudění a vedla ke vzniku tůní T4 a T5. Akumulace vytváří v korytě stupeň s převýšením 0,6 m, navazující tůň má hloubku 1,1 m, šířku 2,5 m a délku 7 m. Na vzdálenost 7 m tak klesá dno o 1,7 m (lokální sklon dna 242,9 ‰). Akumulace díky specifickým hydraulickým podmínkám v její čelní části (změna směru proudění v pravém úhlu) nezachytává splaveniny, ale naopak vyvolala vznik tůně T2. Ostatní akumulace již nemají tak výrazné erozní účinky, protože jsou jednak menší a také se nacházejí zčásti na ostrovech a neblokují koryto v celé šíři. Více se u nich projevuje zachytávání splavenin, které se hromadí před čelní částí akumulací ve směru proti proudu nebo pod akumulacemi v proudových stínech. Nejmarkantnější je účinek akumulace A6, za kterou se nachází centrální lavice tvořená drobným šterkem. Genetický vztah k říčnímu dřevu mají pravděpodobně i tůně T2 a T3, které se nacházejí v místech, kde je průtočný profil zčásti zúžen dřevními akumulacemi A5 a A6, čímž je akcelerována hloubková eroze.

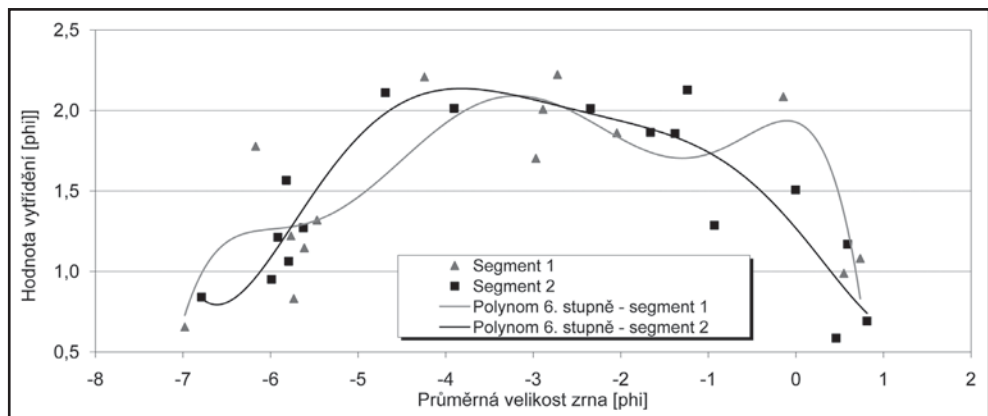
Variabilitu v zrnitosti dnových splavenin v rámci obou segmentů koryta ukazuje ternární diagram na obr. 4. Průměrná zrnitost M_z odebraných vzorků se pohybovala od -6,8 do 0,8 Φ (kamery až hrubozrnný písek). Vztah průměrné zr-



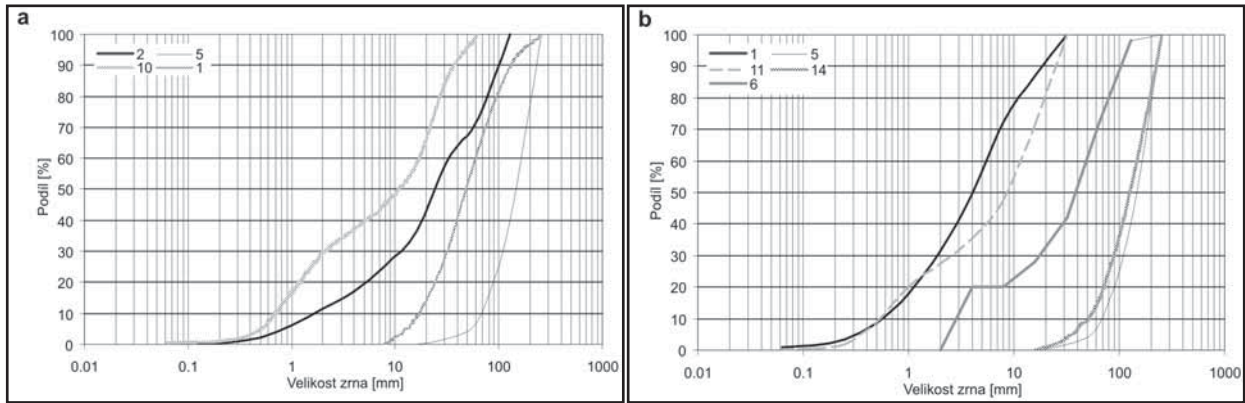
Obr. 4: Ternární diagram znázorňující zrnitostní složení vzorků dnových splavenin ze dvou segmentů koryta Černé Opavy.
Fig. 4: Ternary diagram showing grain size of bed-load samples from two reaches of the Černá Opava River.

nitosti sedimentů ke korytovým formám je zachycen na obr. 2 a 3. Z analýzy vyplývá, že sedimenty na formách vzniklých působením dřeva jsou jemnozrnnější ($M_z = -4,61 \Phi$) než na formách neovlivněných dřevem ($M_z = -4,98 \Phi$), nicméně rozdíl mezi oběma soubory není statisticky signifikantní (t-test, $p = 0,05 \%$). V segmentu 1 je patrné, že nejjemnější materiál je deponovaný v rámci akumulačních forem (lavice, ostrov) a to v místech s přítomností živých stromů a říčního dřeva. Nejhrubší materiál tvoří dno v brodových úsecích a tůních. V rámci segmentu 2 je patrné, že nejhrubší sedimenty se nacházejí v tůních pod kládovými stupni, případně v tůních před dřevními akumulacemi a v brodových úsecích bez vlivu dřeva. Jemnozrnnější sedimenty jsou deponované v proudových stínech mezi akumulacemi.

Dále byl u jednotlivých vzorků sledován stupeň vytrřídění σ_1 ve vztahu k průměrné velikosti zrn (viz obr. 5). Vytrřídění vzorků se pohybuje od 0,59 do 2,22 Φ , převažují sedimenty špatně a velmi špatně vytrříděnými (25 vzorků) nad sedimenty slabě a středně vytrříděnými (6 vzorků).



Obr. 5: Vztah průměrné velikosti zrna M_z a stupně vytrřídění σ_1 vzorků dnových splavenin ve dvou segmentech koryta Černé Opavy.
Fig. 5: Relation of mean grain size M_z and sorting σ_1 from samples of bed-load in two reaches of the Černá Opava River.



Obr. 6: Zrnitostní křivky vzorků dnových splavenin odebraných v segmentu 1 (a) a segmentu 2 (b) z koryta Černé Opavy. Segment 1, vzorek č. 2 – tůň před dřevní akumulací, 5 – tůň v proudnici bez vlivu dřeva, 10 – brodový úsek se dřevem, 1 – brodový úsek bez dřeva. Segment 2, vzorek č. 2 – dno nad kládovým stupněm, 5 – dno pod kládovým stupněm, 11 – tůň nad dřevní akumulací, 14 – tůň pod dřevní akumulací, 6 – tůň neovlivněná dřevem.

Fig. 6: Grain size distributions of bed-load samples from segment 1 (a) and segment 2 (b) of the Černá Opava channel. Segment 1, sample no. 2 – pool before wood accumulation, 5 – pool in thalweg without woody debris influence, 10 – riffle with woody debris, 1 – riffle without woody debris. Segment 2, sample no. 2 – channel bed upstream of log step, 5 channel below of log step, 11 – pool upstream of wood accumulation, 14 – pool below wood accumulation, 6 – pool without influence of wood.

	Vzo- rek	M_z [Φ]	$\sigma_{1[\Phi]}$	Vytříděnost	Popis místa	Souvislost s říčním dřevem
Segment 1	1	-5,6	1,15	špatně vytříděný	brod, 3 m před LWD paralelně s proudem	N
	2	-4,2	2,21	velmi špatně vytříděný	tůň, 5 m před akumulací	A
	3	-3,0	1,70	špatně vytříděný	náplav pod akumulací	A
	4	-0,1	2,09	velmi špatně vytříděný	tůň za akumulací, klidný břeh na okraji náplavu	A
	5	-7,0	0,65	středně vytříděný	tůň, nárazový břeh, hlavní proudnice	N
	6	-2,9	2,01	velmi špatně vytříděný	mělký úsek, přetok mezi dvěma tůňemi	N
	7	-5,5	1,32	špatně vytříděný	proximální část centrální laviče	N
	8	-5,7	0,83	slabě vytříděný	distální část centrální laviče	N
	9	-6,2	1,78	špatně vytříděný	brod, mělký úsek	N
	10	-2,7	2,22	velmi špatně vytříděný	před LWD	N
	11	0,7	1,08	špatně vytříděný	před LWD, korytko mezi centrální lavičí a ostrovem	N
	12	-5,8	1,22	špatně vytříděný	mělký brodový úsek	N
	13	-2,0	1,86	špatně vytříděný	ostrov s LWD akumulací, nižší poloha blíže vody	A
	14	0,5	0,99	slabě vytříděný	ostrov, poloha výše nad vodou	A
Segment 2	1	-1,7	1,86	špatně vytříděný	nad LWD stupněm	N
	2	-5,6	1,27	špatně vytříděný	střed koryta	N
	3	0,8	0,69	středně vytříděný	okraj koryta, nad LWD akumulací	A
	4	-5,9	1,21	špatně vytříděný	za LWD akumulací	A
	5	-5,8	1,57	špatně vytříděný	pod LWD stupněm	A
	6	-3,9	2,01	velmi špatně vytříděný	tůň před akumulací	N
	7	0,5	0,59	středně vytříděný	méně výrazná tůň pod akumulací	N
	8	0,0	1,51	špatně vytříděný	střed koryta, nad akumulací	N
	9	-4,7	2,11	velmi špatně vytříděný	střed koryta, nad akumulací	N
	10	-1,4	1,86	špatně vytříděný	laviče pod akumulací	N
	11	-1,2	2,13	velmi špatně vytříděný	tůň před akumulací	A
	12	-5,8	1,06	špatně vytříděný	rovný úsek před akumulací	N
	13	-2,3	2,01	velmi špatně vytříděný	tůň za akumulací	A
	14	-6,8	0,84	slabě vytříděný	tůň pod stupněm	A
	15	-0,9	1,29	špatně vytříděný	tůň před akumulací, proudnice	N
	16	0,6	1,17	špatně vytříděný	koryto	N
	17	-6,0	0,95	slabě vytříděný	laviče, pokračování ostrova za velkou akumulací	N

Tab. 1: Základní sedimentologické charakteristiky dnových splavenin (průměrná velikost zrna, vytřídění), jejich vazba na dnové formy a rozmístění říčního dřeva ve dvou segmentech koryta Černé Opavy. Písmeno A v posledním sloupci tabulky znamená, že vzorek byl odebrán z formy ovlivněné dřevem, písmeno N, že vzorek dřevem ovlivněn nebyl.

Tab. 1: Basic sedimentological characteristics of bed-load (mean grain size, sorting) and its relation to channel bed forms and distribution of woody debris in two reaches of the Černá Opava River. Letter A in the last column of the table means that the sample was collected from the site influenced by woody debris, letter N means that sample was not influenced by wood.

Z grafu na obr. 5 jsou patrné rozdíly ve stupni vytrídění mezi jednotlivými zrnitostními frakcemi. Nejnížší stupeň vytrídění byl zaznamenán u frakcí drobný štěrka a hrubozrný písek, míra vytrídění se zvyšuje směrem k hrubším i jemnozrnějším frakcím. Tento průběh je podobný u obou zájmových segmentů koryta. Pokud budeme hledat vztah vytrídění ke korytovým formám, tak špatně a velmi špatně vytríděné vzorky byly ve 14 případech odebrány z míst s plochým dnem, v 7 případech z tůní a ve 4 případech z lavic. Slabě a středně vytríděné vzorky byly ve 3 případech odebrány z tůní a ve 3 případech z lavic. Rozdíl se projevuje nejen mezi korytovými formami, ale i v rámci individuálních forem; např. u lavice L1 v segmentu 1 je v její proximální části $\sigma_1 = 1,32 \Phi$, v distální části $\sigma_1 = 0,83 \Phi$. Pokud budeme sledovat vztah vytrídění k říčnímu dřevu, tak špatně a velmi špatně vytríděné vzorky pocházely v 9 případech z míst ovlivněných dřevem, v 16 případech z míst neovlivněných dřevem. U slabě a středně vytríděných vzorků pocházely 2 vzorky z míst dřevem ovlivněných a 4 z míst neovlivněných. Průměrná hodnota vytrídění se odlišuje u vzorků ovlivněných dřevem ($\sigma_1 = 1,6 \Phi$) a vzorků neovlivněných ($\sigma_1 = 1,4 \Phi$); podobně jako u průměrné zrnitosti však není rozdíl statisticky významný. Průměrná velikost zrna, stupeň vytrídění, vztah ke korytovým formám a říčnímu dřevu jsou uvedeny pro jednotlivé vzorky v tab. 1.

Diskuze a závěr

Ze studia morfologických účinků říčního dřeva v korytě Černé Opavy vyplývá, že dřevo má převážně bioerozivní a v menší míře i bioprotektivní účinek. Přímý erozní účinek se projevuje vznikem tůní pod kládovými stupni, eventuálně tvorbou méně výrazných tůní před dřevními akumulacemi. Nepřímý erozní účinek vyplývá ze zúžení průtočného profilu a stabilizace břehů živými stromy nebo říčním dřevem, což vede k lokální akceleraci hloubkové eroze a formování tůní. Bioprotektivní účinek se projevuje depozicí jemnozrnějších sedimentů za překážkami tvořenými individuálními kusy dřeva nebo v chráněných místech mezi dřevními akumulacemi. Samotný vznik větvení Černé Opavy, které se vytvořilo během povodně v roce 1997, byl do značné míry ovlivněn přítomností lesa rostoucího na údolním dně. Při povodni nastal odtok nivou a poloha nově vytvořených koryt byla mimo jiné determinována rozmístěním stromů v porostu. Povodní vyvrácené stromy pak následně ovlivnily charakter proudění a lokalizaci erozně-akumulačních procesů. Při povodních rovněž dochází k plavení menších kusů dřeva a jejich sdružování do dřevních akumulací, které mají následně velký formativní vliv na morfologii koryta.

Z prostého porovnání průměrných hodnot M_z a σ_1 dnových splavenin na korytových formách ovlivněných a neovlivněných říčním dřevem vyplývá, že místa s působením dřeva mají jemnozrnější a lépe vytríděné sedimenty. Rozdíl mezi průměry je však u obou charakteristik statisticky nevýznamný. To však lze alespoň částečně přičítat skutečnosti, že dřevo podmiňuje vznik jak erozních (tůně), tak akumulačních (lavice) forem, na kterých probíhá proces zrnitostní diferenciaci sedi-

mentů ve značně odlišných hydraulických podmínkách. Pro separátní posouzení erozních a akumulačních forem generovaných přítomností dřeva, případně pro porovnání identických forem ovlivněných a neovlivněných dřevem, se však nepodařilo získat dostatečně velký datový soubor. Litofacie s jemnozrnými sedimenty se nacházejí převážně ve vyšších částech koryta, nad úroveň hladiny průměrného ročního průtoku, z čehož vyplývá, že říční dřevo se uplatňuje při zachytávání jemnozrného materiálu spíše za vyšších vodních stavů (při povodních). Významným efektem dřeva je zvýšení morfologické pestrosti koryta, které má rovněž odraz ve větším prostorovém rozrůznění zrnitosti dnových splavenin. V segmentu 2 byla nad kládovým stupněm zjištěna průměrná velikost zrna 3 mm, pod stupněm pak 57 mm (vzdálenost odběru vzorků 2 m). Podobně v tůni nad dřevní akumulací byla průměrná zrnitost 2 mm, v tůni pod akumulací ale 111 mm (vzdálenost odběru vzorků 15 m). Pro srovnání v blízké tůni bez přímého vlivu dřeva byla zaznamenána průměrná velikost zrna 32 mm. Z výše uvedeného je zřejmé, že dřevo podporuje retenci jemnozrného materiálu na straně proti proudu a akceleruje erozi a hrubnutí sedimentů na straně po proudu. Srovnání zrnitostních křivek vybraných vzorků ovlivněných a neovlivněných působením říčního dřeva je prezentováno na obr. 6.

Poděkování

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

Literatura

- Beschta, R. L. (1979): Debris removal and its effects on sedimentation in an Oregon Coast Range stream. – *Northwest Science*, 53, 1, 71–77.
- Brooks, A. P. – Brierley, G. J. – Millar, R. G. (2003): The long-term control of vegetation and woody debris on channel and flood-plain evolution: insights from a paired catchment study in southeastern Australia. – *Geomorphology*, 51, 7–29.
- Bunte, K. – Abt, S. R. (2001): Sampling surface and subsurface particle-distributions in wadable gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. – *USDA Forest Service General Technical Report, RMRS-GTR-74*, pp. 428.
- Folk, R. L. – Ward, W. C. (1957): Brazos river bar – a study in the significance of grain size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 1, 3–26.
- Gregory, S. – Boyer, K. – Gurnell, A. (eds.) (2003): The ecology and management of wood in world rivers. 1–431, *American Fisheries Society, Bethesda*.
- Grešková, A. (2005): Zvyšky dreva v korytách riek: interakcie s korytovou morfológiou a fluviálnymi procesmi. – *Geomorfologia Slovaca*, 5, 21–33.
- Kail, J. (2003): Influence of large woody debris on the morphology of six central European streams. – *Geomorphology*, 51, 207–223.
- Keller, E. A. – Swanson, F. J. (1978): Effects of large organic material on channel form and fluvial processes. – *Earth Surface Processes*, 4, 361–380.
- Máčka, Z. – Krejčí, L. (2010): Výskyt dřevní hmoty v korytech vodních toků České republiky. – *Vodní hospodářství*, 1, 36–39. (v tisku)
- Ponciová, R. (2003): Geomorfologická analýza řeky Černá Opava v CHKO Jeseníky. 1–73, MS, diplomová práce, katedra ekologie, PřF UP Olomouc.
- Powell, D. M. (1998): Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed rivers. – *Progress in Physical Geography*, 22, 1, 1–32.
- Řehánek, T. (2002): Povodeň na řece Odře v červenci 1997. – *Práce a studie ČHMÚ*, 31, 1, 1–41.
- Swanson, F. J. – Lienkamper, G. W. – Sedell, J. R. (1976): History, physical effects, and management implications of large organic debris in western Oregon streams. – *USDA Forest Service General Technical Report, PNW-56*, 1–15.
- Šaňková, B. (2009): Vegetace údolních niv ve vztahu k fluviálním procesům a tvarům vybraných řek Hrubého a Nížkého Jeseníku. – MS, dizertační práce, Geografický ústav PřF MU, 114 str. Brno.
- Wistuba, M. (2009): Effects of small floods on river channel in the forested mid-mountain area. – *Czech Association of Geomorphologists Assembly in Kašperské Hory, University of Silesia, Earth Sciences Faculty, Sosnowiec, Poland, Poster*.

ZRNITOSTNÍ CHARAKTERISTIKA MODERNÍCH FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ – PŘÍKLADOVÁ STUDIE Z VÝCHODNÍ MORAVY

Grain size characteristics of modern fluvial deposits – a case study from the eastern Moravia (Czech Republic)

Slavomír Nehyba¹, Klára Hilscherová²

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

² Výzkumné centrum pro chemii životního prostředí a ekotoxikologii PřF MU, Kamenice 126/3, 625 00 Brno; e-mail: hilscherova@recetox.muni.cz

(25–31 Kroměříž, 25–32 Zlín)

Key words: modern fluvial deposits, large and small rivers, grain size, bed load, suspended load

Abstract

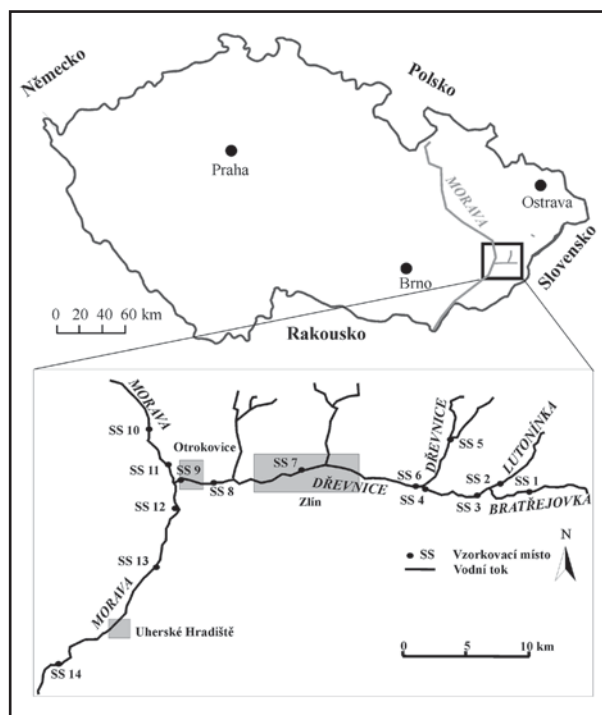
Modern fluvial deposits of both small and large rivers were studied at 14 monitoring sites in the area of eastern Moravia (Czech Republic). The grain size of deposits reflects wider spectra of transportation, although the suspended load dominates. The grain size of studied fluvial sediments was both sediment supply and discharge controlled. The role of the material source seems to be dominant whereas the influence of fluvial discharge is seasonal. Studied sediments reflect seasonal trends and variability in fluvial discharges with maximum discharge values in the early spring (snow melting) and summer (thunderstorm events) periods.

Úvod

Fluviální systémy představují hlavní transportní fenomén terestrického prostředí. Fluviální sedimenty hrají významnou roli v komplikovaných vazbách transportu unášeného materiálu i polutantů v moderních kontinentálních depozičních systémech. Zrnitost a složení jsou základními charakteristikami sedimentárních hornin a obsahují důležitou informaci o depozičních procesech. Poznatky o prostorové a časové variabilitě velikosti částic moderních fluviálních sedimentů na území České republiky jsou relativně omezené. Velikost částic je klíčová pro porozumění dynamice transportu i distribuci sedimentárního materiálu v povodí (Stone – Walling 1997, Walling et al. 2000), ovlivňuje „erodovatelnost, způsob transportu, rychlost sedimentace, je v úzkém vztahu s minerálním a chemickým složením sedimentu a hraje významnou roli z hlediska schopnosti vázat kontaminanty“ (Horowitz – Elrick 1987, Walling – Moorehead 1989, Whitmore et al. 2004).

Charakteristika zájmové oblasti

Studovaná oblast se nachází ve v. části České republiky v širším okolí města Zlín (obr. 1). V zájmovém území byly studovány jak sedimenty menších vodních toků (Dřevnice, Bratřejovka, Lutonínka), tak i velkého toku (Morava). Významné jsou rozdíly ve velikosti povodí, geologické stavbě a geomorfologii zdrojové oblasti, průtoku i typu řečiště, které tvoří přirozená i umělá koryta (Pesl 1982, Vlček 1984, Demek 1987, Vůjta 1987, Novák 1994, Havlíček 2001). Přirozené „přírodní“ podmínky jsou přeměněny výraznou antropogenní aktivitou (průmyslovou i zemědělskou činností). Oblast je v současnosti vystavena erozním procesům, svahovým deformacím, jsou zde dokumentovány četné břehové nátrže a další projevy erozních



Obr. 1: Schematická mapa studované oblasti a lokalizace vzorkovacích míst.

Fig. 1: Sketch map of the studied area with location of the sampling sites.

procesů vázané na vodní toky (Volšan 1989, Jinochová, 1996a, 1996b, 1997, Kašpárek 1997a, 1997b).

Metody práce

Moderní fluviální sedimenty byly vzorkovány během let 2005–2008 na 14 odběrových místech. V letech 2005–2006 byly každoročně ve dvou odběrových kampaních (květen a září) odebrány dnové sedimenty aktivních částí

toku. Lokalizace odběrových míst je znázorněna v obr. 1. V rámci řeky Moravy byly v květnu 2005 sledovány vedle sedimentů řečiště dostupných z břehu také sedimenty blízké proudnici. Vždy byla odebrána jen povrchová vrstva dnových sedimentů o mocnosti max. několika centimetrů. Vzhledem k výrazným sezónním změnám v říčním průtoku i zrnitosti bylo rozhodnuto vzorkovat na vybraných místech plaveniny (pomocí „sedimentárních“ pastí) a dnové sedimenty s měsíčním krokem. Během další odběrové kampaně pak byly od června 2007 do července 2008 tyto sedimenty vzorkovány na 3 vybraných odběrových místech z výše uvedených 14 (tj. odběrové místo 8 na Dřevnici, odběrová místa 11 a 13 na Moravě). Celkem bylo odebráno 138 vzorků na zrnitostní analýzu.

Zrnitostní studium bylo prováděno kombinovanou metodou síťovou a laserové difrakce. Pomocí síťovacího zařízení Retsch AS 200 byla analyzována „hrubší“ frakce (4 mm–0,063 mm), zatímco laserový granulometr Cilas 1064 byl využit k hodnocení „jemnějšího“ podílu (0,0004–0,5 mm).

Výsledky

Podíly hlavních zrnitostních složek/tříd sedimentu jsou uvedeny v tab. 1 A, B. Střední velikost zrna je uváděna jako medián (Mz) a vytřídění jako (σI), které byly vypočteny dle Folk – Ward (1957).

Vzorky z řeky Moravy odebrané poblíž proudnice představovaly nejhrubší zjištěné sedimenty, které byly

klasifikovány jako písčité šterky, šterkovité písky a písky (Konta 1973, Kukul 1985) (Mz v rozmezí -0,5 až 3,4 φ) velmi špatně vytríděné (σI mezi 2,2 a 2,7 φ). Tyto sedimenty byly značně hrubozrnnější než současně odebírané vzorky blíže břehu. Střední velikost zrna dnových sedimentů odebraných v letech 2005–2006 je prezentována na obr. 2.

Dnové sedimenty mají převážně dominantní zastoupení písku a prachu. Lze je klasifikovat ponejvíce jako prachovité písky nebo písčité prachy, méně často jako písky, písčité šterky nebo prachovito-písčité šterky. Role šterkové frakce je obvykle zanedbatelná, ale v několika případech byla významná. Přítomnost jílové frakce je relativně nízká. Hodnota Mz se pohybovala od -0,42 do 6,0 φ a hodnota vytřídění σI mezi 1,3 a 2,8 φ. Tyto hodnoty ukazují na spíše horší vytrídění. Jemnozrnnější vzorky jsou obecně lépe vytríděné, než vzorky hrubozrnnější.

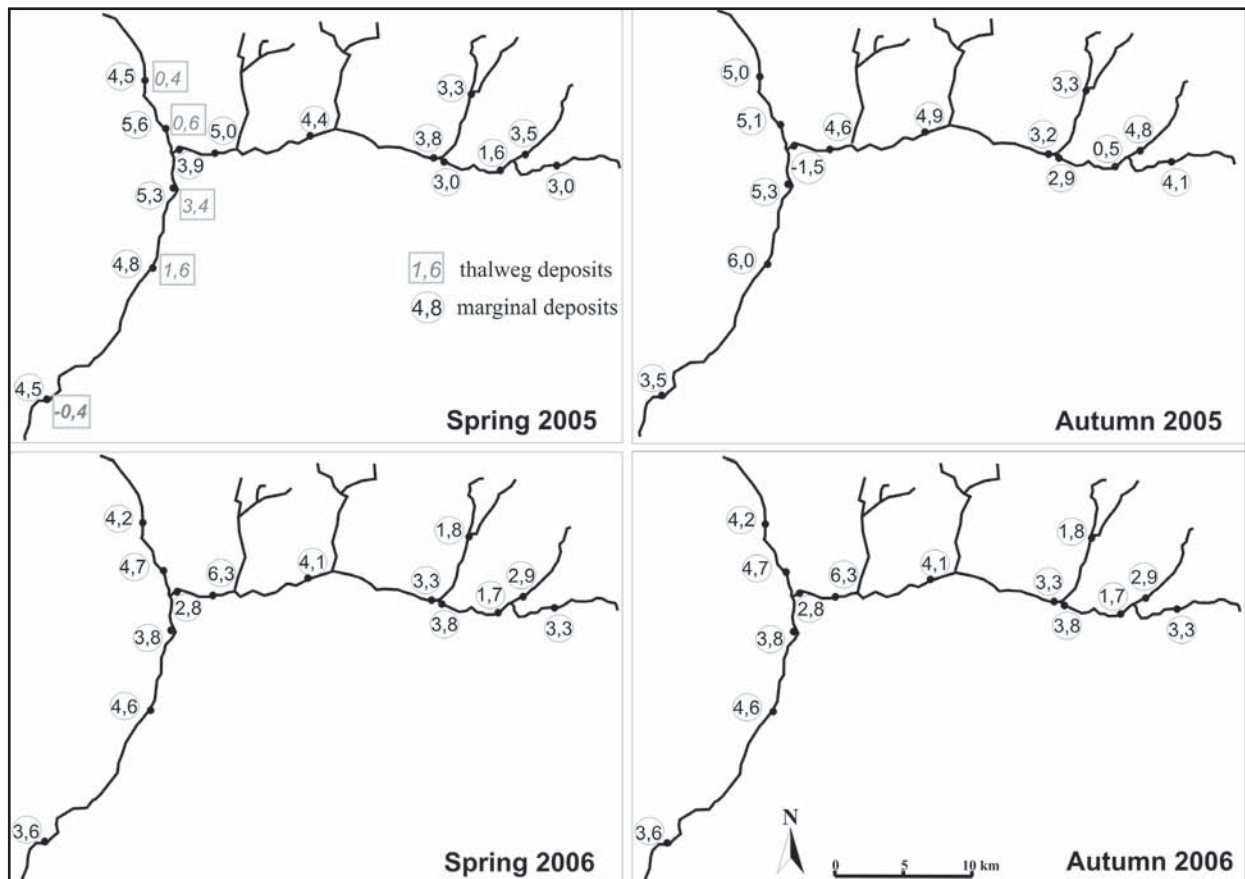
Rychlejší ukládání větších zrn a snižování sklonu spádové křivky vede v některých případech k celkovému zjemňování fluvialních sedimentů směrem po toku. V zájmové oblasti byl tento trend opakovaně narušen nejspíše bočním přínosem materiálu přítoky nebo erozí březních sedimentů, které jsou tvořeny staršími (pleistocén–holocén) šterky a písky. Tyto projevy porušení celkového zjemňování fluvialních sedimentů směrem po toku lze sledovat zejména v okolí vzorkovacích míst 3, 9 a 14 (viz obr. 2). Sezónní rozdíly (jaro vs. podzim) v zrnitosti studovaných sedimentů byly výrazné, nevykazovaly však jednoznačný trend změny.

A	Site code	Gravel (%)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	Mz(φ)	(σI)
		Median (Minimum–Maximum)					
SS 1		4,3 (3,6–7,4)	59,2 (55,5–70,1)	30,9 (20,2–31,9)	5,6 (4,0–7,5)	3,4 (3,0–4,1)	2,6 (2,4–2,8)
SS 2		1,4 (0,1–4,5)	69,7 (39,8–72,6)	23,1 (18,5–52,0)	5,9 (4,4–7,9)	3,2 (2,8–4,8)	2,4 (2,0–3,4)
SS 3		19,4 (4,2–30,4)	71,8 (64,6–85,1)	7,3 (4,1–8,6)	1,5 (0,9–2,1)	1,0 (0,0–1,7)	2,0 (1,3–2,2)
SS 4		3,1 (1,1–3,9)	61,4 (43,9–74,2)	30,3 (18,6–48,4)	5,0 (3,8–6,6)	3,4 (2,9–4,3)	2,4 (2,3–2,7)
SS 5		10,1 (0,1–49,8)	67,4 (39,9–75,7)	18,0 (8,3–22,5)	3,4 (1,6–4,0)	2,6 (-0,1–3,3)	2,4 (1,9–3,4)
SS 6		1,4 (0,4–2,4)	68,6 (62,3–72,2)	23,5 (18,6–32,9)	3,4 (3,3–4,4)	3,4 (3,2–3,8)	2,2 (2,0–2,3)
SS 7		1,0 (0,5–1,5)	48,2 (32,2–59,7)	45,6 (35,7–60,2)	4,7 (4,0–7,1)	4,3 (3,8–4,9)	2,0 (1,9–2,1)
SS 8		0,2 (0,0–0,8)	23,6 (13,3–40,9)	66,3 (50,9–72,6)	8,7 (6,9–16,9)	5,3 (4,6–6,3)	1,9 (1,8–2,2)
SS 9		9,4 (1,2–62,2)	38,1 (31,7–64,0)	36,4 (5,6–47,5)	4,9 (0,6–9,8)	3,4 (-1,5–3,9)	2,5 (2,1–3,5)
SS 10		0,3 (0,0–48,0)	34,6 (26,5–69,1)	40,9 (14,6–60,8)	7,2 (2,0–12,7)	4,6 (0,4–5,5)	2,2 (1,9–2,7)
SS 11		1,0 (0,0–18,8)	43,8 (31,2–67,8)	47,9 (12,1–59,4)	7,9 (1,4–8,4)	4,7 (0,6–5,1)	2,2 (1,7–2,7)
SS 12		4,0 (0,7–7,6)	71,6 (22,8–89,0)	21,8 (3,2–65,2)	3,4 (0,3–9,7)	3,4 (1,6–5,3)	2,1 (1,9–2,6)
SS 13		0,6 (0,1–1,5)	23,3 (20,6–62,8)	64,3 (32,9–66,5)	12,1 (2,8–12,4)	5,1 (3,4–6,0)	2,3 (2,2–2,8)
SS 14		7,3 (0,4–25,2)	61,2 (46,3–67,6)	31,6 (5,7–37,6)	4,5 (1,4–6,8)	2,8 (-0,5–3,6)	2,2 (1,8–2,7)

B	Site code	Gravel (%)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	Mz(φ)	(σI)
		Median (Minimum–Maximum)					
SS 8		0,4 (0–1,1)	21,0 (1,0–50,2)	67,2 (40,2–86,0)	11,0 (7,2–15,0)	5,3 (4,3–6,3)	1,9 (1,4–2,6)
SS 11		4,2 (0–22,7)	23,6 (5,2–78,9)	61,0 (4,7–77,9)	11,0 (0,9–18,1)	5,0 (1,1–6,6)	2,6 (1,6–3,8)
SS 13		7,9 (0,6–30,9)	30,8 (6,6–52,5)	51,3 (24,7–77,1)	9,7 (3,1–15,7)	4,6 (2,1–6,3)	2,7 (1,7–3,5)
SS 15		0,8 (0–2,7)	41,6 (25,0–57,3)	46,5 (34,4–62,7)	11,1 (5,6–15,7)	5,0 (4,1–5,7)	2,2 (1,2–2,6)
SS 16		7,2 (0,5–25,1)	35,1 (11,8–57,7)	50,6 (26,5–77,3)	7,0 (3,9–12,9)	4,3 (3,3–5,6)	2,5 (1,5–3,9)
SS 8PL		0,1 (0–0,8)	15,8 (0–67,5)	70,2 (28,3–82,0)	13,9 (3,9–19,0)	5,8 (3,4–6,5)	1,7 (1,5–2,2)
SS 11PL		0	4,1 (0–9,5)	75,5 (70,0–81,0)	20,5 (12,0–30,0)	6,6 (5,9–7,2)	1,6 (1,3–1,7)
SS 13PL		0	2,0 (0–4,5)	73,5 (70,5–77,0)	24,8 (20,5–29,0)	6,8 (6,4–7,3)	1,7 (1,5–1,8)

Tab. 1: Zrnitostní charakteristiky studovaných sedimentů, A) dnové sedimenty – vzorkovací kampaň 2005–2006, B) dnové sedimenty a plaveniny – vzorkovací kampaň 2007–2008. Vysvětlivky: SS 1–17 vzorkovací místa, PL – plaveniny.

Tab. 1: Characteristics of sites – sediment properties and composition, A) bedload during the years 2005–2006, B) bedload and suspended load during the years 2007–2008. Explanations: SS 1–17 sampling sites, PL – suspended load.



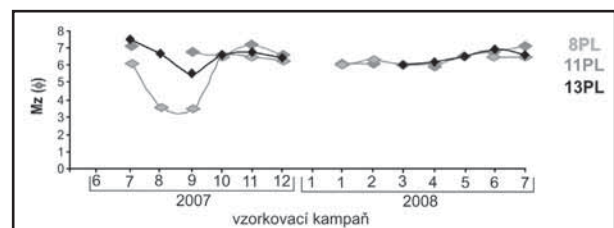
Obr. 2: Plošné vyjádření střední velikosti zrna (M_z) studovaných dnových sedimentů. Hodnoty v jednotkách ϕ .
 Fig. 2: Areal distribution of the graphic mean (M_z) for bedload at the sampling sites; values in ϕ units.

Měsíční vzorkování dnových sedimentů ukazuje určité rozdíly mezi jednotlivými odběrovými místy. Odebrané dnové sedimenty z Dřevnice lze klasifikovat převážně jako prachy (9×), případně písčité prachy (5×) a ojediněle jako prachovitý písek. Hodnoty M_z kolísají mezi 4,3 a 6,3 ϕ . Relativně nejhrubší byly vzorky z pozdního léta 2007. Podíl jílové frakce byl relativně nízký (7,2–15 %). Vzorky z odběrového místa 11 na řece Moravě lze převážně klasifikovat jako prach (6×) nebo písčité prach (6×) a jen ojediněle jako štěrkovitý písek nebo štěrkovito-prachovitý písek. Hodnoty M_z kolísají mezi 1,1 a 6,6 ϕ . Nejhrubší byly vzorky z léta 2007 i 2008. Podíl jílové frakce byl relativně nízký (0,9–18,1 %). Vzorky z odběrového místa 13 na řece Moravě byly velmi proměnlivé. Nejčastěji byl klasifikován písčité prach (6×), dále byl zjištěn prachovitý písek (3×), prach (2×), prachovito-písčité štěrk (2×) a ojediněle štěrkovito-písčité prach (6×). Hodnoty M_z kolísají mezi 2,1 a 6,3 ϕ . Relativně nejhrubší byly vzorky z pozdního jara a léta 2008. Podíl jílové frakce byl nízký (3,1–15,7 %). Odebrané dnové sedimenty řeky Dřevnice jsou jemnozrnnější než sedimenty řeky Moravy (vyšší hodnota M_z , nižší především podíl štěrkové a zčásti také písčité frakce).

Studované vzorky plavenin (12 vzorků) z řeky Dřevnice lze rozdělit na dvě skupiny. Vzorky z měsíců červenec a srpen 2007 jsou nápadně hrubozrnnější a tyto lze klasifikovat jako prachovité písky. V těchto vzorcích dominuje písčité frakce tvořící 65,5–67,7 %, prachovitá frakce představuje 28,3–29,5 % a jílovitá pak 2,1–2,2 %

Nízká je přítomnost štěrku (0,3–0,8 %). Klasty štěrkové velikosti byly tvořeny rostlinnými úlomky a sklem. Naprostá většina vzorků plavenin z Dřevnice (tj. ostatní odběry kromě červenec, srpen 2007) je pak klasifikována jako prach, když 74–82 % vzorku tvoří prachovitá frakce. Jílovitá frakce tvoří v těchto vzorcích většinou 14–19 % a písčité frakce 0–9 %.

Studované plaveniny řeky Moravy (22 vzorků) jsou v naprosté většině jemnozrnnější než plaveniny Dřevnice. Ponejvíce je lze klasifikovat jako jílovitý prach nebo prach. Ve vzorcích dominuje prachovitá frakce tvořící 70–81 %, jílovitá složka tvoří 12–30 %. Písčité složka v některých vzorcích (5×) nebyla přítomna vůbec, většinou je zastoupena prvními procenty a v ojedinělém vzorku pak byla zastoupena 9,5 %.

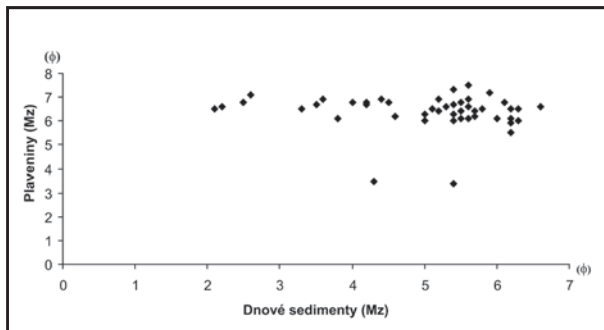


Obr. 3: Časový vývoj střední velikosti zrna (M_z) studovaných plavenin. Hodnoty v jednotkách ϕ .

Fig. 3: Distribution of the graphic mean (M_z) for suspended load during the studied time period; values in ϕ units.

Pokud srovnáme zrnitost plavenin během roku (obr. 3) lze uvažovat o relativně hrubozrnnějších sedimentech transportovaných vodním tokem během pozdního léta, kdy byly zjištěny také nejvíce rozkolísané hodnoty Mz. Během podzimu, zimy a jara byly hodnoty Mz relativně stabilní.

Pokud srovnáme zrnitost dnových sedimentů a plavenin odebraných na jednotlivých odběrových místech ve „stejný“ čas (obr. 4), nebyla zjištěna jejich významná závislost. Výsledek potvrzuje rozdílný způsob transportu materiálů tvořících tyto sedimenty. Dnové sedimenty odrážejí „časově“ jiný interval sedimentace než odebrané „odpovídající“ plaveniny a sedimenty charakterizují poněkud odlišné procesy v rámci vodního toku. To ukazuje na komplikované výpovědní hodnoty různých typů moderních fluviálních sedimentů zvláště ve vztahu k interpretaci procesů kontaminace antropogenními procesy.



Obr. 4: Srovnání hodnot střední velikosti zrna (Mz) dnových sedimentů a plavenin odebraných ve stejném dni na odpovídajících lokalitách. Hodnoty v jednotkách ϕ .

Fig. 4: Relation of the graphic mean (Mz) of time related bedload and suspended load on related sampling sites. The values are in ϕ units.

Interpretace a diskuze

Dominance písčité a prachovité frakce spolu s proměnlivým zastoupením šterku vypovídá o širokém spektru transportních mechanismů klastického materiálů (suspenze, saltace a trakce) dnových sedimentů. Dominantní složku materiálu transportovaného v suspenzi (viz plaveniny) tvoří prachová frakce (podobně Walling – Moorehead 1989), ale také značná část písčitého materiálu může být transportována tímto způsobem (podobně Owens et al. 2005). Nízký podíl jílu mohl ovlivnit kohezivní vlastnosti suspence a projevit se také v charakteristice transportovaných částic (individuální zrna vs. agregáty zrn) (Dropo – Ongley 1994). Významný podíl jemnozrnného materiálu v moderních fluviálních sedimentech bývá spojován s antropogenní aktivitou (Walling et al. 2000).

Zrnitostní složení plavenin není přímo závislé na průtoku vzhledem k tomu, že řeka Morava má značně větší průtok než Dřevnice. Zjištěné rozdíly ukazují nejspíše na určitý vliv reliéfu (sklon) a především složení zájmové oblasti. V rámci malých vodních toků jsou zrnitostní charakteristiky významně ovlivněny zrnitostí zdrojových hornin. V Dřevnici lze jednoznačně doložit dominantní zdroj klastického materiálu z hornin račanské jednotky magurského flyše a kvartérních sprašových hornin. Část

materiálu však má nepochybně antropogenní původ (Nehyba et al. 2010). Dosažené výsledky lze interpretovat tak, že zrnitost transportovaného materiálu je rozhodující měrou ovlivněna charakteristikami zdroje („sediment supply controlled“) a nejspíše částečně/sezonně transportní kapacitou vodního proudu („discharge controlled“). Role těchto řídicích faktorů je nejspíše částečně odlišná pro dnové sedimenty a pro plaveniny.

Sezonní rozdíly mezi jednotlivými vzorky lze zčásti spojit s klimatickou charakteristikou zájmového území, kde se významně uplatňuje role letních bouřek na krátkodobém zvýšení průtoku a lokální erozi spolu s přínosem relativně hrubšího materiálu. Podzimní a zimní měsíce jsou naopak charakteristické nízkým průtokem a akumulací jemného materiálu. Rozbor hydrologických poměrů zájmové oblasti faktorů je prezentován v Nehyba et al. (2010).

Šterková frakce je často dominantně tvořena antropogenním a organickým (úlomky rostlin, semena, apod.) materiálem. Produkce organického materiálu je vzhledem k intenzivnímu zemědělskému využívání krajiny také významně závislá na lidských aktivitách. Antropogenní procesy nesledují jednoznačně změny v říčním průtoku a mohou významně ovlivnit „přírodní“ procesy, na které je ze zrnitostního záznamu usuzováno.

Poděkování

Studium bylo prováděno v rámci výzkumného záměru MSM 0021622412.

Literatura

- Demek, J. (ed.) (1987): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČSR. Academia Praha, 1–584.
- Dropo, I. G. – Ongley, E. D. (1994): Flocculation of suspended sediment in rivers of southwestern Canada. – *Water Research*, 28, 1799–1809.
- Folk, R. L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.
- Havlíček, P. (ed.) (2001): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000, list 25-31 Kroměříž. ČGS Praha, 1–75.
- Jinochová, J. (1996a): Mapa významných krajinných jevů list 25-34 Luhačovice. ČGS Praha.
- Jinochová, J. (ed.) (1996b): Mapa významných krajinných jevů list 25-32 Zlín. ČGS Praha.
- Jinochová, J. (ed.) (1997): Signální mapa střetů zájmů list 25-32 Zlín. ČGS Praha.
- Kašpárek, M. (ed.) (1997a): Mapa antropogenních zátěží a geodynamických jevů list 25-34 Luhačovice. ČGS Praha.
- Kašpárek, M. (ed.) (1997b): Mapa antropogenních zátěží a geodynamických jevů list 25-32 Zlín. ČGS Praha.
- Konta, J. (1973): Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin. Univerzita Karlova Praha. 1–375.
- Kukal, Z. (1985): Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. Metodická příručka ÚÚG Praha. 1–80.
- Nehyba, S. – Adamová, M. – Faimon, J. – Kuchovský, T. – Holoubek, I. – Zeman, J. (2010): Modern fluvial sediment provenance and pollutant tracing: A case study from the Dřevnice River basin, eastern Moravia, Czech Republic. *Geologica Carpathica*. In press.
- Novák, Z. (ed.) (1994): Geologická mapa ČR list 25-31 Kroměříž. ČGS Praha.
- Owens, P. N. – Batalla, R. J. – Collins, A. J., Gomez, B. – Hicks, D. M. – Horowitz, A. J. – Kondolof, G. M. – Marden, M. – Page, M. J. – Peacock, D. H. – Petticrew, E. L. – Salomons, W. – Trustrum, N. A. (2005): Fine-grained sediment in river systems: environmental significance and management issues. *River Research and Applications* 21. p. 693–717.
- Pesl, V. (ed.) (1982): Geologická mapa ČSR list 25-32 Gottwaldov. ČGS Praha.
- Vlček, V. (ed.) (1984): Vodní toky a nádrže. Zeměpisný lexikon ČSR. Academia Praha 1–315.
- Volšan, V. (ed.) (1989): Mapa významných krajinných jevů list 25-32 Gottwaldov. ČGS Praha.
- Vůjta, M. (ed.) (1987): Geologická mapa ČSR list 25-34 Luhačovice. ČGS Praha.
- Walling, D. E. – Moorehead, P. W. (1989): The particle size characteristics of fluvial suspended sediment: an overview. *Hydrobiologia* 176/177. 125–149.
- Walling, D. E. – Owens, P. N. – Waterfall, B. D. – Leeks, G. J. L. – Wass, P. D. (2000): The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *The Science of Total Environment* 251. p. 205–222.
- Whitmore, G. P. – Crook, K. A. W. – Johnson, D. P. (2004): Grain size control of mineralogy and geochemistry in modern river sediment, New Guinea collision, Papua New Guinea. *Sedimentary Geology*, 171. 129–157.

TĚŽKÉ MINERÁLY KENOZOIKA BRNĚNSKA: MOŽNOSTI A ÚSKALÍ INTERPRETACÍ



Heavy minerals of Cenozoic of the Brno surroundings – possibilities and risks of interpretations

Jiří Otava

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

(24–32 Brno, 24–41 Vyškov)

Key words: *Drahany upland, Miocene, provenance, translucent heavy minerals*

Abstract

Several substantially different heavy mineral assemblages are distinguished among sources of Tertiary and Quaternary deposits in wider surroundings of the Brno City. Evaluation of both older and recently collected samples has brought some new unusual assemblages. The earlier defined typical assemblages of the Rudice member (kyanite, staurolite, tourmaline, rutile) of Ottnangian sediments (higher share of staurolite), Badenian and generally Visean sediments (both high share of garnets) and Quaternary loess (amphibole, garnet) was completed with a peculiar zircon-tourmaline suite coming most probably from psammitic intercalations in Devonian limestones. The relative share of amphiboles in Cenozoic sediments is discussed. Redeposited mixture of Rudice member and Viséan sediments was documented from central part of the Moravian Karst.

Úvod

V rámci projektu ČGS 390003 – Geologické mapování Brněnska a CHKO Moravský kras jsou mimo jiné nově přehodnoceny starší analýzy těžkých minerálů kvartérních a terciérních sedimentů. Dosud bylo analyzováno několik set analýz průsvitné těžké frakce 0,05–0,25 mm z mladých sedimentů, v předkládané studii je však pozornost soustředěna především na některé nové neobvyklé asociace, které vybočují z dosud popisovaných schémat.

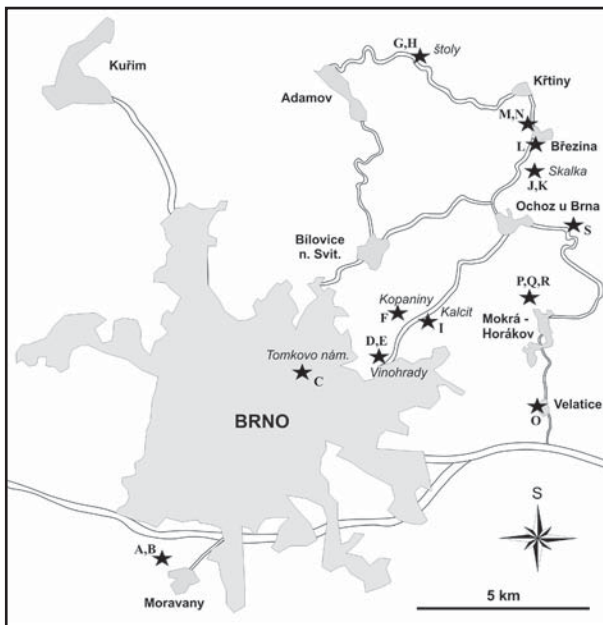
Pozornost byla věnována především sedimentům ve vápencích velkolomu Mokrá a v okolí, dále v Březině a okolí, ve štolách v Křtinském údolí, ve vrtu v Brně-Vinohradech, na Tomkově náměstí a v rýhách v prostoru Moravany–Ostopovice–Nebovidy. Schematická rámcová lokalizace odběrových míst je znázorněna na obr. 1. Souborně jsou veškeré popisované asociace zahrnuty do tab. 1.

Stručné shrnutí dosavadních výzkumů, hlavní výsledky

V uplynulých desetiletích se průsvitnou těžkou frakcí kenozoika i starších útvarů zabývalo poměrně mnoho badatelů, soustředíme se především na ty, kteří zpracovávali vzorky psamitů střední a jižní části Moravského krasu. Těžké minerály velkolomu Mokrá a okolí jsou zpracovány v archivních zprávách pro CEMO – Nehyba (2001) a Vít et al. (2001). Z obou zpráv vyplývá, že badenské asociace jsou charakterizovány převahou granátu, předbadenské výplně jeskyní a puklin mají velmi ochuzené asociace. Prvé poznatky o specifické kyanit-staurolit-rutil-turmalínové asociaci písků rudických vrstev přinesl Krystek (1959), tento princip byl pak mnohokrát využit v mladších pracích: Hypr (1974), Otava (1989, 1991), Nehyba (1995), Němec – Otava (2006). Charakter asociací hornin kulmské facie nejlépe propracovali Otava – Sulovský – Čopjaková (2001), těžkou frakcí spráší se zabývala Lisá (2004), miocenních písků Krystek (1981).

Granátické asociace

Do této skupiny padly vzorky z Velatic (analýza č. 150) a z výplní puklin a depresí velkolomu Mokrá – z etáží 395 a 410 dílčího lomu Západ (3135, 3060, 3061). Poměrně malým zastoupením amfibolu v těžké frakci sem spadají i vzorky z vrtu Vinohrady JV-15, hloubek 12,7 m a 19,7 m (3126 a 3125) a asociace z písků rýhy u Moravany (153) viz obr. 2.



Obr. 1: Rámcová lokalizace popisovaných vzorků asociací průsvitných těžkých minerálů kenozoika Brněnska.

Fig. 1: General situation of the described samples of translucent heavy mineral assemblages from the Cenozoic of the Brno surroundings.

PREPARÁT	Grt	Zrn Ictom	Zrn Oval	Ap	Rt	Tur	Ep	St	Amp	Ký	ostatní
2974-Př. 60, Kopaniny	0	34,1	16,3	1,2	1,2	42,8	0	0	2,8	0	1,6
3157-BO137B-štola4-60 m	2,1	1,3	1,3	0,4	3,4	1,5	1,1	78,2	1	7,1	2,6
3146-rýha Březina-BO115	3	36,2	29	0	3,2	21,7	1	1	1,5	0,3	3,1
3059-Knechtův lom-BO118	6,1	0,8	0,8	1,5	0	1,5	4,6	28,2	50,3	1,5	4,7
3158-BP029-Ochoz hájenka	9,6	26,1	28,1	0,2	6,2	18,9	5	0,5	2,2	1,4	1,7
3156-BO137A-štola4-30 m	20,8	4,5	8	1,2	7,1	3,8	0,5	45	0,2	6,1	2,8
3149-BG048D-Skalka	25,8	12,9	9,5	5,4	4,8	0,7	15,6	2,7	20,4	0,7	1,5
3160-BP070 BŘEZINA	26,8	20,3	27,8	2,1	3	14,3	2,8	0,8	0,4	0	1,5
3148-BG048A-Skalka	27,9	3,3	11,4	3,3	4,8	6,9	22,2	3,3	13,2	1,2	2,5
3152-BV195A-Moravany	36,9	1,7	1	0,2	0,7	1	3,6	4,8	44,9	1,5	3,7
3061-lom CEMO. etáž 395	39	9	11,5	3	10	4	4,5	14	0	3,5	1,5
3163-Tomkovo náměstí vrt	59	1	0	6	0	1	3	2	26	0	1
3153-BV195B Moravany	62,1	2,1	0,6	2,7	4,4	1,6	6	5,8	8,9	2,5	3,3
3135-lom CEMO. etáž 395-pukl.	66,1	6,5	2,6	16	0,3	4,9	1,3	0,3	1	0	1
3126-JV 15-VINOHRADY 12,7 m	69,1	0,2	0,6	7,2	3,2	1,4	6,6	4,2	4,6	1,2	1,7
3125-JV 15-VINOHRADY 19,7 m	71,4	0,1	0,2	2,6	1,3	1,1	2,6	2,7	15,6	0,6	1,8
3150-Velatice BP027	74	1,9	1,7	4,7	2,1	0,9	4,9	3,4	1,3	1,3	3,8
3060-lom CEMO. etáž 410	74,7	0	0,8	2,9	1,6	0,5	5,3	3,5	7,2	1,9	1,6
3159-BP063-Kalcit	75,1	0	0	9,8	1,8	1,3	1,3	5,7	1,5	1,3	2,7

Tab. 1: Tabulka popisovaných asociací průsvitných těžkých minerálů kenozoika Brněnska.

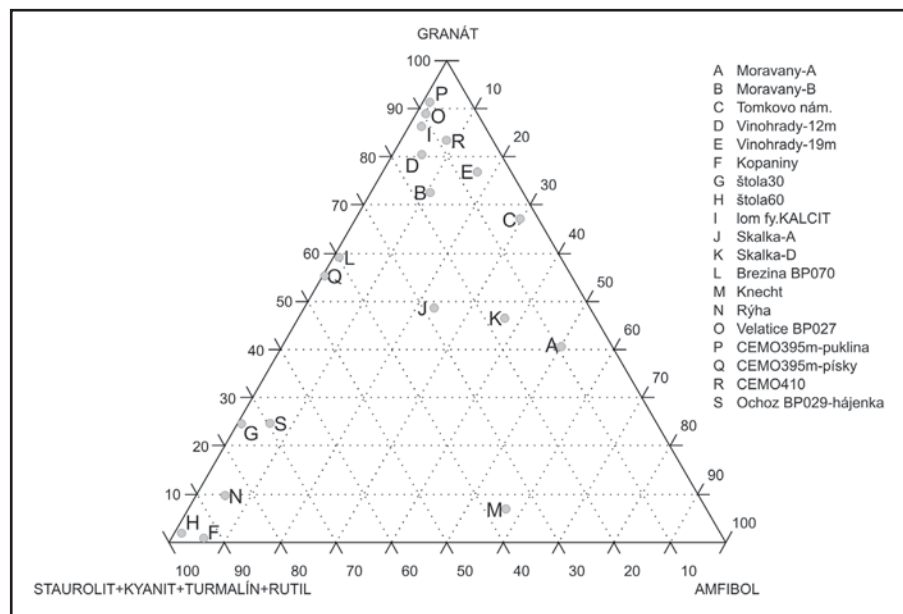
Tab. 1: Summary sheet of the described samples of translucent heavy mineral assemblages from the Cenozoic of the Brno surroundings.

Zatímco velatický a mokerské vzorky náležejí badenu, zbývající vzorky (Vinohrady, Moravany) jsou z kvartérních štěrků a písků derivovaných hlavní měrou z badenských písků s poměrně malým zastoupením dalších zdrojů. Významně vyšší zastoupení amfibolů má pouze vzorek 3152 z rýhy u Moravan.

vyskytující rutily, turmalíny, staurolity a kyanity mají původ zřejmě v sedimentech rudického typu.

Asociace rudických vrstev (staurolit, kyanit, rutil, turmalín)

Toto charakteristické a téměř nezaměnitelné společenstvo průsvitných těžkých minerálů bylo objeveno ve výplních krasových dutin nafáraných štolou 4 naproti Býčí skále (dokumentační bod BO138, analýzy 3156 a 3157). Důležitým detailem je výrazný nárůst podílu rudické asociace hlouběji do vápencového masivu. Vzorek odebraný ze vstupních partií 30 m od vchodu má ještě téměř třetinový podíl typomorfních minerálů „kulmských drob“, tedy granátu, zirkonu, apatitu, patrně vlivem mísení s fluvialními sedimenty Křtinského údolí. Další vzorek z dutiny hlouběji v masivu již má téměř čistou „rudickou“ asociaci a ukazuje na původ z bývalého pokryvu Babické plošiny – viz vzorek štola 60 na obr. 2.



Obr. 2: Ternární diagram znázorňující afinitu kenozoických psamitů ku hlavním předpokládaným zdrojům: GRANÁT = baden, kulm, AMFIBOL = brněnský masiv, spraše a ST.+KY.+TUR.+RT. = rudické vrstvy, event. sladkovodní cenoman, perucké vrstvy.

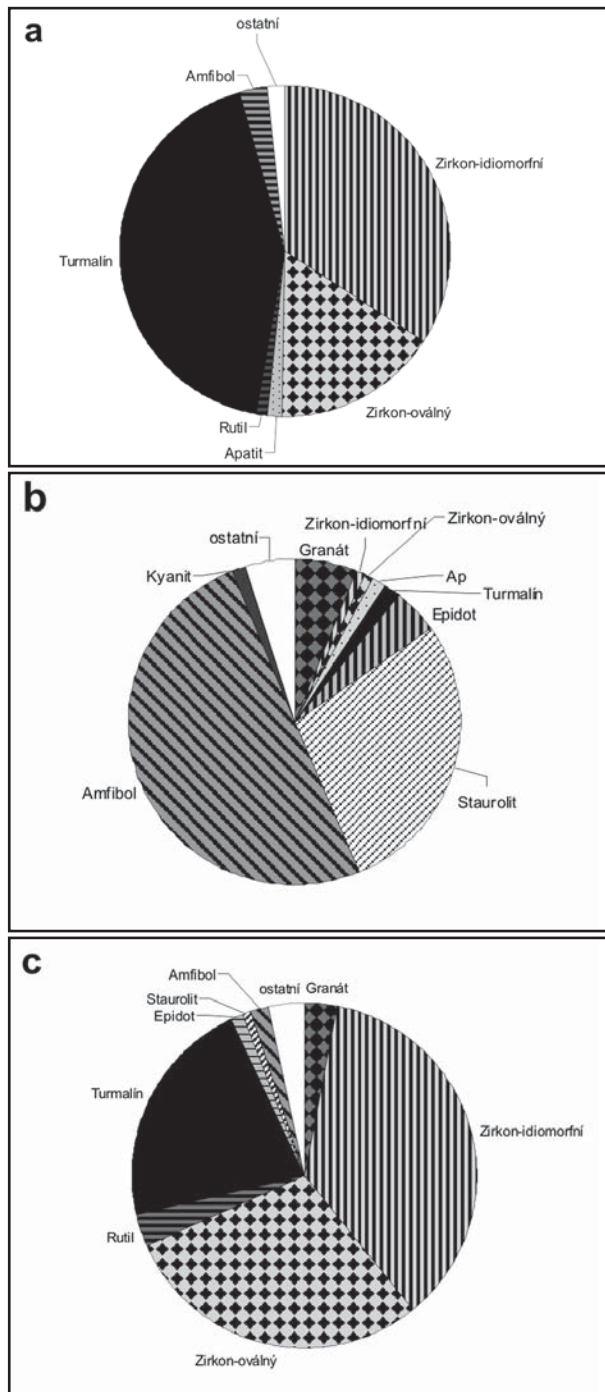
Fig. 1: Ternary plot shows the affinity of Cenozoic psammites to the main anticipated sources: GRANÁT (GARNET) = Badenian, Culmian facies, AMFIBOL (AMPHIBOLE) = Brno massif, loesses and ST.+KY.+TUR.+RT (staurolite+kyanite+tourmaline+rutile) = Rudice member, or freshwater Cenomanian, Peruc member.

Polymiktní asociace

Pestrá škála těžkých minerálů (granát, zirkon, epidot, amfibol, apatit, rutil, staurolit) byla zastižena v sedimentárních výplních puklin a depresí lomu Skalka u Ochoze (3148 a 3149). Původ takové asociace lze nejspíše vysvětlit smíšením dvou hlavních a několika vedlejších zdrojů. Hlavními zdroji granátů, zirkonů a apatitů byly nejpravděpodobněji v ležící sedimenty spodního karbonu, zatímco amfiboly, epidoty a část zirkonů měly zdroj v granitoidech brněnského masivu na západě. Zbývající, relativně vzácněji se

Anomální březinské asociace

Překvapení přinesly dvě analýzy písků z Březiny a to



Obr. 3: Koláčové diagramy vybraných asociací – a/ pískovcová poloha ve vápencích macošského souvrství (analýza F – viz mapa a ternární diagram), b/ hrubozrnné miocenní písky v Březině – Knechtově lomu (analýza M), c/ jemnozrnné miocenní písky v rýze u Březiny (analýza N).

Fig. 3: Pie diagrams of selected assemblages a/ sandstone bed within the limestones of the Macocha formation, Devonian (analysis F – see map and ternary plot), b/coarse grained Miocene sands from Březina village – Knecht Quarry (analysis M), c/fine grained Miocene sands from Březina village trench cut (analysis N).

jak z kolektorové rýhy s. nad vsí, tak z malého lůmku nad Knechtovým lomem. Oba vzorky se diametrálně liší navzájem, ale i od běžných badenských písků Brněnska. Vrtavé stopy ve vápencích a ústřicové lumachely (viz chráněná

lokalita Březina-Knechtův lom registru ČGS) dokládají badenské stáří, avšak hrubší písky z lomu jsou staurolit-amfibolické a jemnější písky z rýhy jsou turmalín-zirkonové. Rozdíly ve složení průsvitné těžké frakce mezi oběma březinskými vzorky byly částečně ovlivněny hydraulickým tříděním (převaha staurolitů a amfibolů v hrubších píscích a převaha zirkonů a turmalínů v jemnějších píscích), přesto zde zůstávala nejasnost, proč téměř chybí typomorfní minerály kulmu a badenu. Nejlogičtější řešením je předpokládat velmi lokální zdroj detritu a minimální míšení s běžnou „badenskou“ či „kulmskou“, čili granátickou asociací. Detrit hrubozrnnější (Knechtův lom, 3059) odráží jako možný zdroj granodiority brněnského masivu (amfiboly, epidoty) a rudické vrstvy (staurolity), podíl kulmského zdroje je velmi nízký (pod 10 %). Dopátrat se zdroje jemnozrnnějšího písku z rýhy (3146) bylo výrazně složitější. Odmyslíme-li si podíl nejčtetnějšího minerálu, tedy zirkonu, jehož původ může být z nejrůznějších zdrojů, dostáváme téměř typickou asociaci rudických vrstev, snad jen s vyšším zastoupením turmalínu. Asociaci však musíme posuzovat jako celek a v tomto kontextu se jako hlavní zdroj s nejpodobnější asociací jeví písčité polohy uvnitř vápenců macošského souvrství – viz srovnání s asociací 2974 – Kopaniny, BG405 na obr. 3. Tento předpoklad je pravděpodobný i z toho důvodu, že rýha v píscích je zahloubena napříč rozhraním mezi vápenci křtinskými a vápenci svrchní části macošského souvrství

Diskuze, závěry

Nejzajímavější výsledky přineslo studium asociací průsvitných těžkých minerálů psamitů na vápencích, nejčastěji v puklinách a dutinách vápenců. Ukazuje se obecně, že čím vzdálenější jsou kenozoické psamity od karpatské předhlubně a čím hlouběji jsou ve vápencovém masivu, tím výrazněji se jejich asociace odlišují od granátických a granát-staurolitických asociací známých z karpatské předhlubně.

Provenience písků z Březiny (3059 a 3146) byla interpretována jako směs lokálních zdrojů.

V případě Knechtova lomu, kde v asociaci dominuje amfibol a staurolit (3059), uvažujeme o zdroji z amfibolických granodioritů brněnského masivu a staurolitem bohatých rudických vrstev. Písky zastižené v rýze kolektoru mají turmalín-zirkonovou asociaci (3146) a zde se jako nejpravděpodobnější zdroj jeví písčité (pískovcové) polohy v devonských vápencích v bližším okolí. K tomuto závěru vede značná podobnost až analogie s asociací analyzovanou z pískovcové desky ve vápencích macošského souvrství (Kopaniny 2974 – viz obr. 3)

Písky ze štol naproti Býčí skále vykazují rozhodující podíl sedimentů rudické facie ve zdroji, podíl písků běžných pro Křtinské údolí rychle klesá od vchodu do hloubky vápencového masivu.

Literatura

- Hypr, D. (1975): Miocenní jeskynní sedimenty v oblasti Moravského krasu a okolí. – MS Dipl. Práce, Přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně, Brno.
- Krystek, I. (1959): Příspěvek k otázce geneze a stáří rudických vrstev. – Kras v Československu, 1, 22–23. Brno.
- Krystek, I. (1981): Použití výzkumu společenstev těžkých minerálů v sedimentárních komplexech. – Folia Fac. Sci. Natur. Univ. Purk. Brun, Geologia 22, 3, 101–107. Brno.
- Lisá, L. (2004): Význam spraší a spraším podobných sedimentů posledního glaciálu na Moravě. – MS, disertační práce, MU, Ústav geologických věd, PřF MU, Brno.
- Nehyba, S. (1995): Contribution to the knowledge of some coarse clastics in the area of Stránská Skála Hill. – Stránská Skála Hill Excavation of open-air sediments 1964–1972 Moravian Museum Brno (Ed. R. Musil). – Anthropos series, Vol. 26 (N.S. 18), 43–46. Brno.
- Nehyba, S. (2001): Výsledky studia vybraných neogenních sedimentů v prostoru lomů Cementárny Mokrá; Výzkumná zpráva za rok 2001. – MS, Českomoravský cement a. s. Mokrá.
- Němec, F. – Otava, J. (2006): Provenience a geneze sedimentů puklin a jeskyní Stránské skály (Provenience and genesis of cave and crevice sediments at Stránská skála Hill, Brno. – Geol. výzk. Mor. Slez. v roce 2005, XIII, 14–15, Brno.
- Otava, J. (1989): Těžké minerály jeskynních písků Suchého žlebu a okolí. – Sborník Okresního muzea Blansko, 65–69. Blansko.
- Otava, J. (1991): Heavy minerals and provenance of cave sands in the Moravian Karst. – In National symposium of theoretical and applied karstology, 9, Băile Herculane, Romania.
- Otava, J. – Sulovský, P. – Čopjaková, R. (2000): Změny provenience drob drahanského kulmu: statistické posouzení. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999, VI, 94–98. Brno.
- Vít, J. – Hanzl, P. – Petrová, P. – Ivanov, M. (2001): Výzkum Mechového závrtu a vztahy k okolním jeskynním dutinám (DP Mokrá u Brna). – Výzkumná zpráva za rok 2001, MS, archiv Cementárna Mokrá a ČGS Brno.

DEFORMACE SVRCHNOBADENSKÝCH TRACHYANDEZITŮ U BOJKOVIC JAKO ODRAZ POSTINTRUZIVNÍ TRANSTENZE V BĚLOKARPATSKÉ JEDNOTCE (VNĚJŠÍ ZÁPADNÍ KARPATY)

Deformation of the Middle Miocene (Upper Badenian) trachyandesites near Bojkovice reflecting post-intrusive transtension in the Bílé Karpaty Unit (Outer Western Carpathians)

Ivan Poul^{1,2}, Oldřich Krejčí¹, Jiří Janečka^{2,3}, Roman Živor⁴

¹ Česká geologická služba, pobočka Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: ivan.poul@geology.cz

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

³ Ústav struktury a mechaniky hornin, AV ČR, v. v. i. V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8; e-mail: janecka@irms.cas.cz

⁴ Geologický ústav, AV ČR, v. v. i. Rozvojová 269, 165 00 Praha 6; e-mail: zivor@gli.cas.cz

(25–34 Luhačovice, 35–12 Strání)

Key words: Outer Western Carpathians, tectonics, Mohr envelope, trachyandesite, transtension

Abstract

In Bojkovice town vicinity many trachyandesite post-Neoalpine intrusions were observed during the geological survey. These rocks were radiometrically dated to the Middle Miocene (Upper Badenian to Sarmatian). Trachyandesites were affected by post-intrusive system of joints with middle to steep dipping to the North. The intrusion in Bojkovice-quarry was deformed under the transtension regime as proven using rock-mechanic tests and non-linear Mohr envelope model.

Úvod

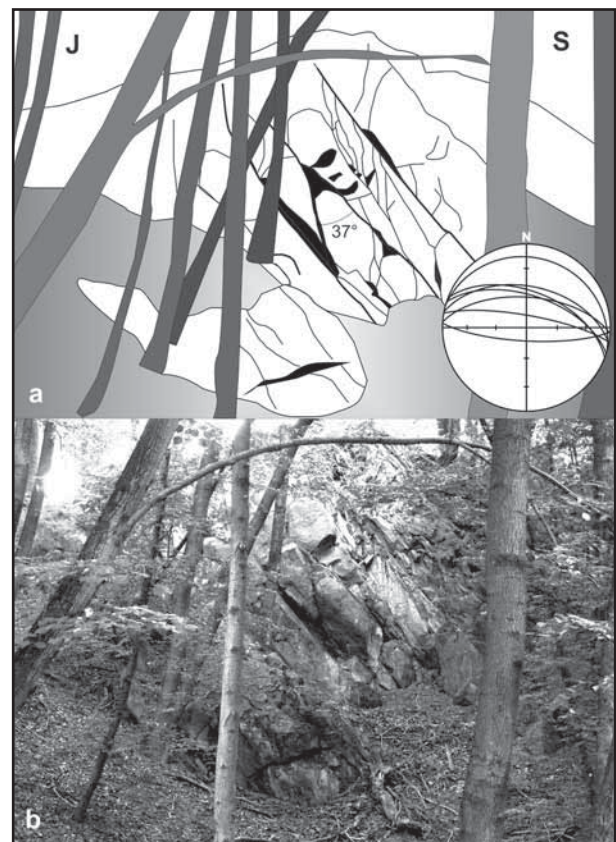
Vulkanity a neovulkanity ve flyšových horninách oblouku Vnějších Západních Karpat jsou relativně vzácné, avšak s velkou vypovídající hodnotou pro datování dílčích tektonických eventů. Horniny pikrit-tešinitové asociace známé ze slezského příkrovu odrážejí spodně křídový extenzní režim sedimentačního prostoru hornin (Poul a kol. 2009). Stáří a pozice neovulkanitů (Bojkovice, Bánov, Bučník u Komně, Nezdenice, Ondřejov aj.) v magurské skupině příkrovů na jv. Moravě byly po dlouhá období předmětem diskuzí. Z nového geologického mapování O. Krejčího (1992) a M. Vůjty (1997) a dalších výzkumů vyplynulo, že se jedná o pravé a ložní žíly, jejichž stáří bylo radiometricky datováno na střední až svrchní baden až sarmat. Pyroxen-amfibolický trachyandezit v Nezdenicích byl volumetricky stanoven na $13,5 \pm 0,4$ Ma a izotopovým ředěním na $14,8 \pm 0,4$ Ma (Přichystal a kol. 1998).

Intruze neovulkanitů v. od Uherského Brodu proběhla zřejmě po dosunutí příkrovů během spodního badenu, snad během začínajícího rozpadu orogénu. Přichystal a kol. (1998) uvádějí, že intruze proběhly skrz násunovou plochu bělokarpatské jednotky a současně i napříč nezdenickým zlomem (nejvýznamnější místní tektonická linie). Mnohé z intruziv však ještě prodělaly křehké deformace spojené s kompresí. Předložený článek bude pojednávat a diskutovat o napjatostním stavu během vmístění neovulkanitů a nastalých procesech během jejich křehkého porušení.

Popis lokality

Zkoumaná lokalita – trachyandezitový lom – je situována na jz. okraji města Bojkovice pod vrchem Nový Světlov. V současné době je lom opuštěný, zarostlý vegetací a značně zasucený. V j. cípu lomu (pod zámekem) byl prozkoumán skalní výchoz, jehož rozměry jsou přibližně 40×15 m a který je složený ze zdravých, relativně hrubo-

zrných, často anizotropních trachyandezitů. Na výchoze byly měřeny orientace diskontinuit, které jsou vyhlazeny a u kterých se předpokládá tektonický pohyb (obr. 1).



Obr. 1: Diskontinuity v deformovaném trachyandezitu a) interpretace, b) fotografie se strukturálním měřením (spodní plocha Lambertovy projekce).

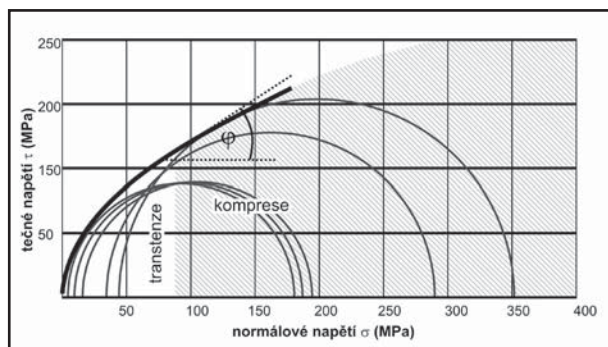
Fig. 1: Joints in tectonically affected trachyandesite a) interpretation, b) photograph with structural data (lower hemisphere).

Ve vulkanických horninách je dobře patrný systém k S ukloněných diskontinuit, které jsou však slabě alterovány a striace na jejich povrchu patrná není. Druhý méně vyvinutý systém tvoří vertikální až subvertikální diskontinuity orientace přibližně V-Z (obr. 1a).

Metodika

V lomu bylo odebráno několik vzorků zdravých trachyandezitů, ze kterých byla vyřezána tělesa pro mechanické testování smykové pevnosti. Ze získaných laboratorních měření byla vypočtena lineární a nelineární Mohrova obálka pro neodvodněné parametry smykové pevnosti. Získané výsledky použité do Coulomb-Andersonova modelu byly porovnány s terénními strukturálními měřeními.

Z trachyandezitu byly vyrobeny válečky průměru 3 cm a výšce 6 cm, tyto byly posléze testovány v triaxiálním přístroji při různých komorových tlacích (5–45 MPa, obr. 2) tak, aby bylo možné z výsledků získat parametry Mohrovy obálky. Vzorky byly testovány za běžné pokojové teploty jako vyschlé, kdy je možné předpokládat působení minima pórových tlaků, které by jinak snižovaly smykovou pevnost (= efektivní parametry). Smykové testování probíhalo v laboratořích Geologického ústavu Akademie věd ČR v Praze. Získaná Mohrova obálka (funkce normálového a tečného napětí na nejpříznivěji orientované smykové ploše) omezuje plochu možných výskytů napjatosti, které zkoumaná hornina přeneše, aniž by došlo ke vzniku poruch nespojitosti.



Obr. 2: Mohrovy kružnice a Mohrova obálka smykové pevnosti pro nenasyčené trachyandezity z Bojkovic.

Fig. 2: Mohr circles and Mohr envelope of the shear resistance for unsaturated trachyandesite from Bojkovice.

Výsledky

Vzhledem k tomu, že předpokládáme vznik obou systémů na sebe navazujících diskontinuit během jedné napjatostní fáze, nebo v návaznosti po sobě, lze předpokládat, že úhel mezi oběma systémy bude respektovat Coulomb-Andersonův model křehkého porušení. Pro rovinnou napjatost předpokládá zmíněný model vznik diskontinuity pod úhlem $45^\circ - \phi/2$ od působícího největšího normálového napětí σ_1 . S rostoucí smykovou pevností a úhlem vnitřního tření se tedy snižuje velikost úhlu mezi konjugovanými diskontinuitami. Velikost lineárně aproximovaného úhlu vnitřního tření byla stanovena na 37° , což by mělo odpovídat úhlu $26,5^\circ$ mezi vektorem normálového napětí σ_1 a plochou diskontinuity (obr. 2).

Úhel mezi systémy diskontinuit byl zjištěn přibližně 37° . Taková hodnota by odpovídala úhlu vnitřního tření 16° , což je velmi vzdálená hodnota laboratorně změřené pevnosti trachyandezitu.

Diskuze

Přiléhající nezdenický zlom evidentně sehrál během intruze trachyandezitů klíčovou úlohu. Nelze ovšem bez výhrad předpokládat, že intruze proběhla během regionální extenzní napjatostní fáze a po ní následovala opětovně kompresní, která způsobila deformaci tělesa. S ohledem na „křehké porušení“ (které proběhlo nedlouho po intruzi tělesa) a s ohledem na orientace diskontinuit lze uvažovat nad dvěma „mechanickými“ řešeními: 1) deformace trachyandezitu za tepla nedlouho po intruzi a 2) za studena.

Ad 1)

Budeme uvažovat, že trachyandezit byl během namáhání ještě prohřátý a působil zde tlak fluid. Oba faktory zásadně snižují smykovou pevnost horniny, klesá tak úhel vnitřního tření a narůstá úhel mezi diskontinuitami. Takovými podmínkami lze snížit úhel vnitřního tření tak, aby odpovídal vzniku reálných diskontinuit v terénu.

Ad 2)

Druhé možné řešení předpokládá trachyandezit v době smykového porušení již utuhlý, avšak porovnání laboratorních výsledků smykové pevnosti a vzniklých diskontinuit tuto variantu spíše vylučuje.

Závěr

Aby mohlo intrudovat magma skrz horniny, je nutné otevření přírodních cest. K takovému jevu dochází během kolapsu a gravitačního rozvolňování orogenu, kdy převládají divergentní síly – extenzní režim. Vznik intruzí na nezdenickém zlomu (regionální zlomově porušené zóny) během regionální extenzní paleonapjatostní fáze však není příliš pravděpodobný, protože by takto muselo logicky dojít k intruzím ve velmi širokém okolí a na delším úseku zlomu. Během středního a svrchního badenu stále ještě probíhalo otevírání v sousedství vyvíjející se vídeňské pánve formou poklesů na zlomech s orientací SV-JZ až SSV-IJZ (Kováč 2001). Vznik intruzí v okolí Bojkovic je lokální a lze jej spíše předpokládat během transtenzního režimu, kdy na nerovném a patrně velmi hluboce založeném nezdenickém zlomu došlo k otevření lokálních přírodních cest – zlomy v kombinaci s mezivrstevními odlepeními ve flyšových horninách, kterou intrudovaly trachyandezity. Tyto intruze byly křehce porušeny zřejmě nedlouho po intruzi a těleso nebylo vychladlé. Ke vzniku diskontinuit došlo zjevně během pokračujícího otevírání vídeňské pánve během sarmatu při pokračující aktivitě na nedalekém nezdenickém zlomu [více viz článek Krejčí – Poul (v tisku), v tomto časopise].

Literatura

- Kováč, M. (2001): Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónského regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. – VEDA. Bratislava.
- Krejčí, O. (red.) – Havlíček, P. (1992): Geologická mapa ČR, 1 : 50 000, 35-12 Strání. – ČGÚ, Praha.
- Krejčí, O. – Poul, I. (v tisku): Doklady střednomiocenní násunové tektoniky v bělokarpatské jednotce flyšového pásma Západních Karpat. – Geol. výzk. Mor. Slez., v tisku.
- Poul, I. – Janečka, J. – Melichar, R. (2009): Strukturně geologická pozice svrchnojurských vápencových „bradel“ a slepencových horizontů v okolí Jasenice: součást jednotky ždánicko-podslezské anebo slezské? – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. 83, 141–150. Brno.
- Přichystal, A. – Repčok, I. – Krejčí, O. (1998): Radiometrické datování trachyandezitu od Uherského Brodu (magurská skupina flyšového pásma). – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 33–34. Brno.
- Vůjta, M. (red.) – Krejčí, O. (1997): Geologická mapa ČR, 1 : 50 000, 25-34 Luhačovice. – ČGÚ Praha.

INTERPRETACE DEFORMACÍ SEDIMENTŮ KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ NA KONTAKTU SE ZÓNOU PAVLOVSKO-WASCHBERSKOU (VNĚJŠÍ ZÁPADNÍ KARPATY)

Structural interpretation of Carpathian foredeep sediments' deformation in contact with Pavlov-Waschberg Zone (Outer Western Carpathians)

Ivan Poul^{1,2}, Rostislav Melichar²

¹ Česká geologická služba, pobočka Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno, e-mail: ivan.poul@geology.cz

² Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: melda@sci.muni.cz

(34–12 Pohořelice, 34–14 Mikulov)

Key words: Carpathian foredeep, Badenian, Karpatian, fault-propagation fold, anticline, transversal fault, frontal and lateral ramp

Abstract

The Pavlov-Waschberg Zone and its surroundings features complicated structure of Carpathian Foredeep sediments and overthrusted flysch nappes. After Neo-Alpine thrusting this contact was tectonically affected by sinistral transversal strike-slip faults (lateral ramps) to present large-scale en-echelon structure. The structure is well visible in Pavlov Hills, where cross cut large limestone plate into smaller "blocks". The new research investigates transversal faults' elongation to the Carpathian Foredeep where fold Karpatian and Lower Badenian sediments. Large geomorphological elevations "Přední and Zadní Dunajovický hřbet" are depicted as remnants of large-scale fault-propagation folds (past-Lower Badenian thrusting) in this text.

Úvod

Zóna pavlovsko-waschberská na okraji jižní Moravy přecházející na území severního Dolního Rakouska představuje složitý strukturní komplex okraje příkrovů Vnějších Západních Karpat na pomezí vídeňské pánve a karpatské předhlubně. Tato oblast se strukturně vyvíjela převážně během mladšího alpínského vrásnění; vznik struktur byl spojen jednak s procesy nasouvání příkrovů k SZ, ale současně i s procesy otevírání přiléhající vídeňské pánve. V letech 2002–2009 byl v s. části zóny pavlovsko-waschberské proveden multidisciplinární výzkum. Důraz byl kladen převážně na strukturní výzkum vápenců tvořících významné výchozy v Pavlovských vrších. Byla zde zjištěna složitá násunová stavba s vrásami zlomového zalomení (tzv. fault-bend folds), které jsou porušeny levostrannými příčnými zlomy (Poul – Melichar 2009, Poul et al. in press, obr. 1). Předpolí Pavlovských vrchů je tvořeno sedimenty karpatské předhlubně, ve kterých vystupují dva obloukovité hřbety. Strukturní pozice a objasnění vzniku těchto hřbetů ve vztahu ke karpatské tektonice je hlavním cílem předloženého článku.

Vztah geomorfologie a geologické stavby

V předpolí Pavlovských vrchů vystupují z rovinaté nivy řeky Dyje dva hřbety budované spodnobadenskými bazálními klastiky a z části i karpatskými šlíry; jedná se o Přední a Zadní Dunajovický hřbet. První z popisovaných hřbetů přiléhá k obci Dolní Dunajovice (přibližně 6 km z. od Pavlovských vrchů), druhý hřbet leží mezi Dolními Dunajovicemi a řekou Dyjí. Morfologicky výrazný reliéf každého hřbetu překračuje délku 15 km. Hřbety začínají s orientací SZ–JV a postupně se stáčíjí do směru S–J. Z morfologických studií v terénu i z 3D modelu je patrné, že jejich tvar je asymetrický – kuestovitý: západní až jz.

svahy jsou rovinné a relativně mírně ukloněné, kdežto sv. a v. svahy jsou strmé a často klínovitě vyběhají k SV (obr. 1).

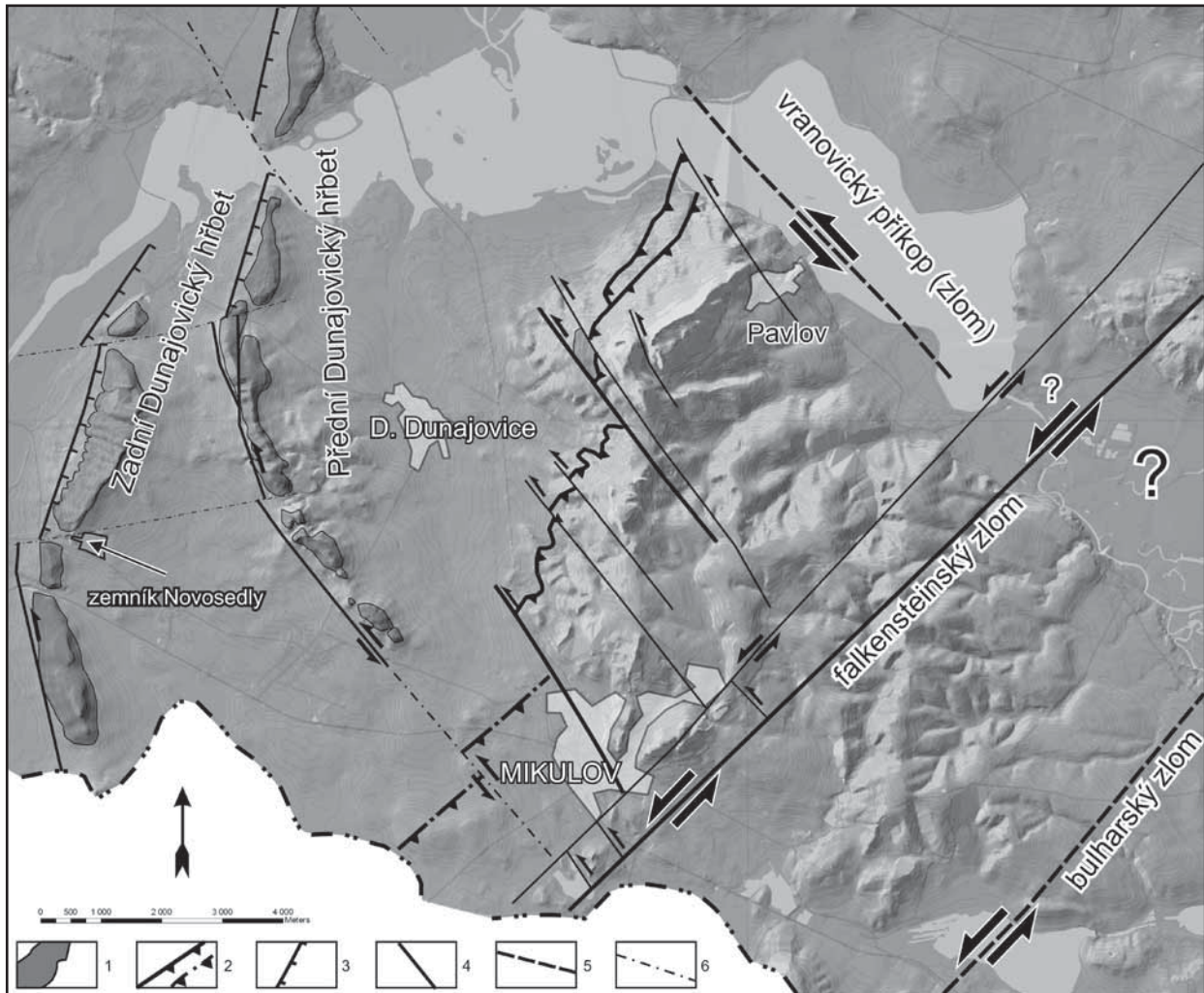
Mírné svahy kuest pokrývá deska badenských klastik mírně ukloněná k Z až JZ. Tato klastika jsou vůči erozi odolná více než podložní vápnitě prachovce – šlíry. Štěrkové klasty jsou převážně hrubě zrnité, zaoblené až dokonale zaoblené, jsou obklopené nazelenalým tuhým až pevným vápnitým jílem. Tyto sedimenty jsou bez zřejmé vrstevnatosti ve vrtných jádrech i ve výchozech, kde jsou navíc postiženy ronovou erozí.

V podloží klastik jsou sedimenty odpovídající stáří stupni karpat. Z granulometrického rozboru vyplývá, že sediment obsahuje velké množství prachovité frakce a jemnozrnného písku. Barva sedimentu je šmouhovaná šedo-béžová s občasnými vápnitými konkrécemi, občasně se vyskytují i narezavělé písčité proplástky. Na rozdíl od nadložních klastik jsou šlíry viditelně vrstevnaté a občasné tence lavicovitě až destičkovitě odlučné.

V měkké málo zpevněné hornině je výchozů nedostatek. Pro účely strukturních měření byl studován zemník na v. okraji obce Novosedly, kde probíhá těžba materiálu pro výrobu cihel. V zemníku byla provedena orientační strukturní analýza vrstevnatosti, která prokázala zvrásnění sedimentů velkého měřítka (obr. 2). Osa vrásky vykazuje orientaci ve směru SSZ–JJV a uklání se směrem k JJV (osa vrásky 156/21). Jedná se tedy o směr paralelní s orientací Zadního Dunajovického hřbetu (obr. 1).

Diskuze a závěr

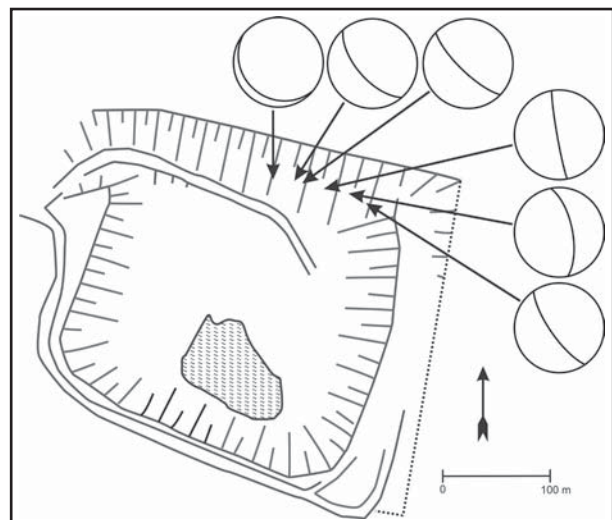
Bylo ukázáno, že elevace Předního a Zadního Dunajovického hřbetu mají vrásový původ, neboť vrstevnatosti neogenních hornin jsou ukloněné a směrově odpovídají průběhu těchto hřbetů. Uvedené vrásky vznikly zřejmě v důsledku odlepení těchto sedimentů od jejich podloží. Dalším důkazem pro existenci zmíněného odlepení je tektonicky



Obr. 1: Strukturně-geomorfologická mapa severního okraje zóny pavlovsko-waschberské, s vyznačenými násuny a příčnými zlomy. Vysvětlivky: 1 – spodnobadenská klastika, 2 – násun příkrovu (jistý, předpokládaný), 3 – násun, 4 – zlom jistý, 5 – zlom zakrytý, 6 – zlom předpokládaný.

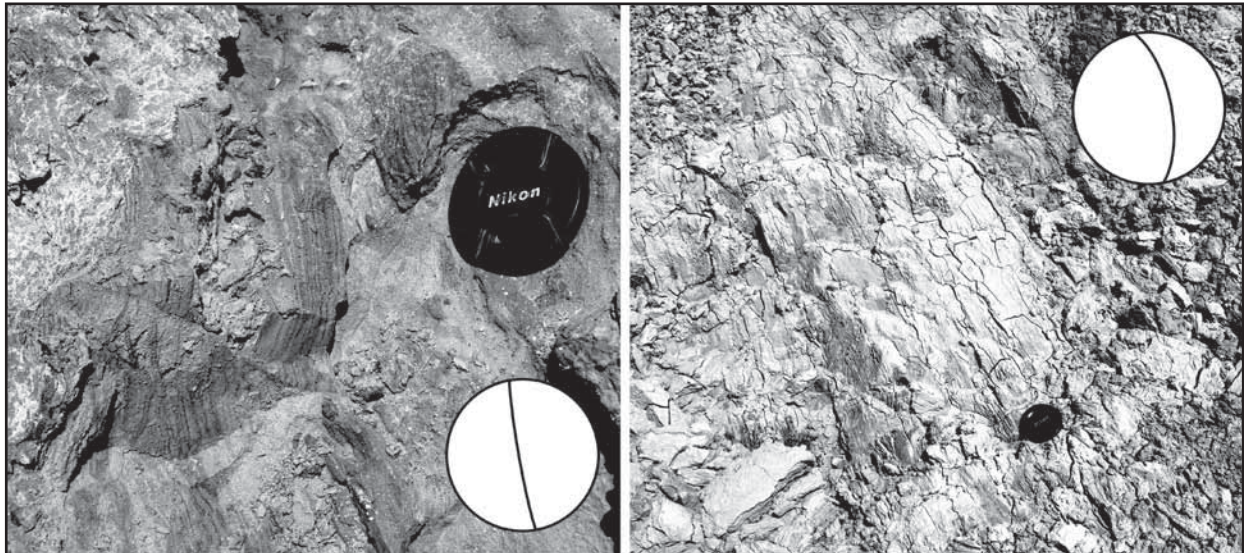
Fig. 1: A structural-morphological map of the northern edge of the Pavlov-Waschberg Zone with thrusts and transversal faults (strike-slip faults). Explanatory: 1 – Lower Badenian gravels, 2 – Nappe thrust (observed, concealed), 3 – thrust, 4 – fault, 5 – fault hidden, 6 – fault supposed.

vkliněná vrstva svrchnokřídových sedimentů v neogenních sedimentech v těsném nadloží autochtonní jury zjištěná ve vrtu Mikulov-2 (Adámek – Bimka 1981). Genetický charakter vrás lze odhadovat na základě změn orientace vrstevnatosti zjištěných v zemníku, kde se sklon vrstevnatosti mění od subhorizontálního po vertikální (obr. 2 a 3). V úvahu tedy připadají mechanismy vrásnění odlepením (asymetrická vrása) nebo zlomovou propagací. Posledně zmiňovaný mechanismus se jeví jako pravděpodobnější vzhledem k neprokázanosti výrazné kompetentní polohy nutné pro vrásnění odlepením (obr. 4). V tomto případě pak poloha elevace (antiklinály) naznačuje místo, kde zlom odlepení propagující se do předpolí „šplhá“ do vyšších stratigrafických úrovní (a tvoří tzv. rampu). Obloukovitý průběh elevací pak indikuje zahnutý průběh takové rampy, která ve směru SSV–JJZ probíhá čelně vzhledem k sunutí, zatímco směry hřbetu S–J až SZ–JV ukazují stáčení rampy (obr. 1) do směru šikmého až bočního vzhledem k nasouvání. To podporuje i zjištěný úklon osy vrásové stavby k JJV měřený v místě ohybu hřbetu (zemník), což je typickým znakem pro rampy boční (Wilkerson et al. 2002).

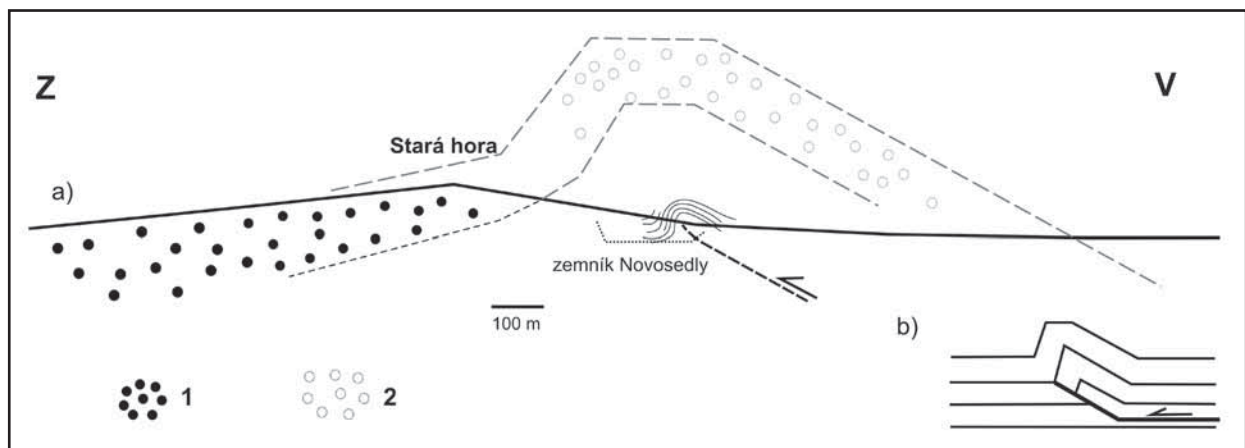


Obr. 2: Zemník Novosedly – situace měření vrstevnatosti v karpatských šlírech (spodní polokoule Lambertova zobrazení).

Fig. 2: Soil pit Novosedly – Karpatian-silt sediments bedding orientation measurements (equal area projection – lower hemisphere).



Obr. 3: Orientace vrstevnatosti v karpatských sedimentech jsou často subvertikální (Novosedly).
 Fig. 3: Bedding orientation of the Karpatian sediments are often subvertical (Novosedly).



Obr. 4: (a) Interpretace struktur z okolí Novosedel, (b) stavba je modelována pomocí zlomově propagační vrásy. Vysvětlivky: 1 – spodnobadenská klastika, 2 – erodováno.
 Fig. 4: Interpretation of structures from Novosedly surrounding (a): tectonics model is based on fault-propagation fold (b), Key: 1 – Lower Badenian gravels, 2 – eroded.

Poděkování

Rádi bychom poděkovali Lence Kociánové za vypracování 3D modelu reliéfu zkoumané oblasti. Dále bychom rádi poděkovali Andraszi Zámolyimu za pomoc se sběrem strukturálních dat.

Literatura

Adámek, J. – Bimka, J. (1981): Závěrečná zpráva z oblasti Strachotín-Pavlov-Mikulov. – MS, Geofond. Praha.
 Poul, I. – Melichar, R. (2009): Orientace příčných zlomů v Pavlovských vrchách na jižní Moravě (Západní Karpaty). – Geol. výzk. Mor. Slez., v roce 2008, 70–74. Brno.
 Poul, I. – Melichar, R. – Janečka, J. (in press): Thrust tectonics of the Upper Jurassic limestones in the Pavlov Hills (Outer Western Carpathians, Czech Republic). – In: Esplugas, J. P. (ed.): Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts. – Gol. Soc. London.
 Wilkerson, M. S. – Apotria, T. – Farid, T. (2002): Interpreting the geologic map expression of contractional fault-related fold terminations: lateral/oblique ramps versus displacement gradients. – J. Struct. Geol., 24, 593–607. Amsterdam.

IN SEARCH OF THE EGGENBURGIAN – OTTNANGIAN BOUNDARY AT THE SOUTHEASTERN MARGIN OF THE BOHEMIAN MASSIF (LOWER AUSTRIA)



Reinhard Roetzel¹, Stjepan Ćorić¹, Mathias Harzhauser², Oleg Mandić²

¹ Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, A-1030 Vienna, Austria; e-mail: reinhard.roetzel@geologie.ac.at

² Natural History Museum Vienna, Geological-Paleontological Department, Burgring 7, A-1010 Vienna, Austria; e-mail: mathias.harzhauser@nhm-wien.ac.at

Key words: Miocene, Zogelsdorf Formation, Zellerndorf Formation, molluscs, calcareous nannoplankton

At the south-eastern margin of the Bohemian Massif in Lower Austria Eggenburgian to Ottnangian sediments are widespread. In the wider surroundings of Eggenburg nearshore clastic deposits of the upper Eggenburgian (Kühnring Mb., Burgschleinitz Fm., Gauderndorf Fm.) occur, which are discordantly overlain by shallow marine sublittoral bioclastic limestone of the Zogelsdorf Fm. Due to the ongoing transgression the Zogelsdorf Fm. shows a fining and deepening upward succession, passing up-section and laterally into marine clays and marls of the Zellerndorf Fm.

Two completely cored logs from Limberg and Pulkau show this sedimentary succession above the crystalline basement. As in many outcrops, in the well Limberg KB2 on top of the Burgschleinitz Fm. a transgressional conglomerate occurs at the base of typical Zogelsdorf Fm. followed by pelites of the Zellerndorf Fm. The well Pulkau S1 exhibits between clastics of the Burgschleinitz Fm. and sands and limestone of the Zogelsdorf-Fm. a 4.5 m pelitic sequence with two tuffitic horizons. Between those not dateable tuffitic clays, badly sorted gravelly and sandy clay with molluscs like *Granulolabium plicatum*, *Ostrea digitalina*, *Perna aquitanica*, *Cerastoderma edule*, *Taras rotundatus*, *Tellina planata*, *Cordiopsis incrassatus*, *Turritella* sp., and *Natica* sp. indicates a deepening upward lagoonal environment. In dark gray fine bedded silty clays above thin shelled bivalves (Cardiidae, Veneridae, Lucinidea) and gastropods (*Turritella eryna*, *Granulolabium plicatum*) also point to shallow marine lagoonal conditions. This pelitic sequence is concordantly overlain by sands and sandy limestone of the Zogelsdorf Fm. and silty clay of the Zellerndorf Fm.

Calcareous nannoplankton associations from the Burgschleinitz Fm. in Limberg KB2 can be correlated by *Triquatorhabdulus carinatus* and *Helicosphaera amplia-*

perta with the upper part of NN2. Sediments from the Zogelsdorf Fm. in the lower part of Limberg KB2 can be assigned to NN2/NN3 by *H. ampliaperta* and *T. carinatus*. Assemblages with *H. ampliaperta* and *Reticulofenestra excavata* in the lowermost part of the Zellerndorf Fm. in Pulkau S1 point to NN3.

The successions in both wells show at the base upper Eggenburgian marine deposit (Burgschleinitz Fm.) followed by a regressional phase and a renewed transgression initiating the deposition in lagoonal facies in Pulkau S1. This regression presumably correlates with the main regional hiatus at the base of the Zogelsdorf Fm. and can be consequently correlated with the 3rd Order Sequence Stratigraphic Boundary Bur 3.

DENDROCHRONOLOGICKÉ DATOVÁNÍ BLOKOVABAHEŇNÍCH PROUDŮ (PŘÍKLADOVÁ STUDIE SLAVÍČ; MORAVSKOSLEZSKÉ BESKYDY)

Dendrochronological dating of debris flows (case study Slavíč; the Moravskoslezské Beskydy Mts.)

Karel Šilhán

Katedra fyzické geografie a geoekologie, PřF Ostravská univerzita, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava; e-mail: karel.silhan@osu.cz

(25–22 Frýdek Místek)

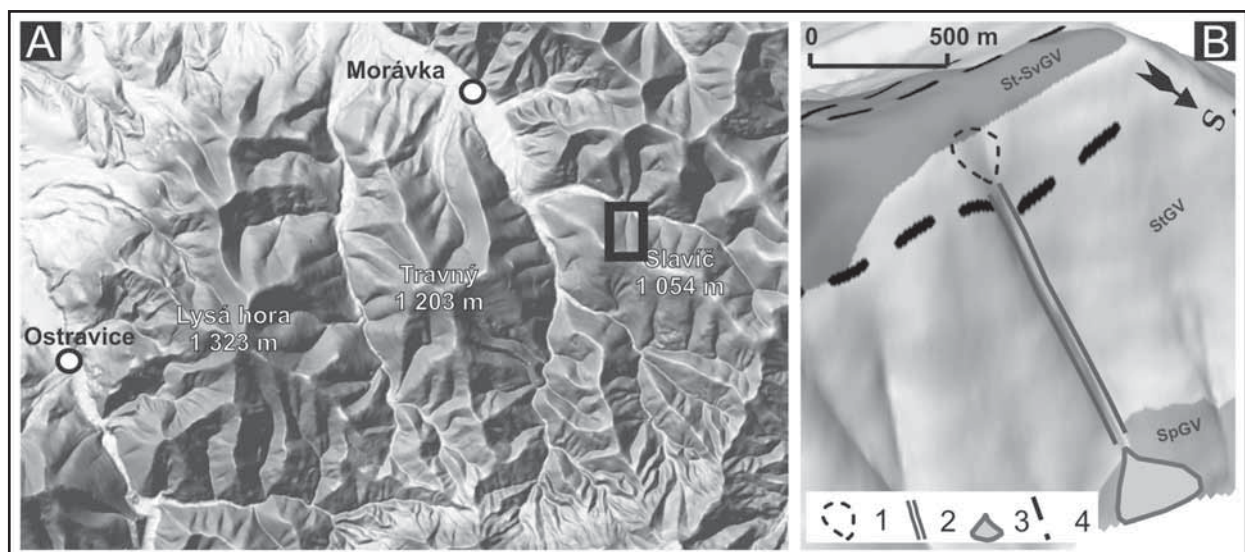
Key words: dendrochronology, dendrogeomorphology, debris flow, extreme precipitation, the Moravskoslezské Beskydy Mts.

Abstract

Dendrochronological dating is one of modern methods of absolute dating. Aim of this article is presentation of debris flow dating by dendrochronological methods. Six samples of *Picea abies* were dated. Two years with debris flow activity were determined. Both dated years (1972, 1997) are associated with occurrence of extreme precipitation.

Dendrochronologické datování svahových procesů je v ČR stále novým tématem. Kromě několika průkopnických studií (Daňhelka 2001, Raška 2007) u nás dosud nemá vybudovanou pevnou pozici. Tento stav je velice tristní zejména v porovnání s jinými evropskými zeměmi (např. Švýcarsko, Polsko, atd.). Dendrochronologickými metodami je přitom možné datovat celou řadu geomorfologických procesů (sesuvy, skalní řícení, povodně, sněhové laviny, erozi nebo blokovabahenní proudy) až stovky let zpětně (Strunk 1997, Stoffel et al. 2005b, Stoffel 2006). Za určitých podmínek je možné dokonce i intrasezonální

datování procesů s přesností na několik měsíců (Stoffel et al. 2005a). Vysoké rozlišení datování v kombinaci s určenou přesnou pozicí datovaných objektů (kmeny, kořeny) umožňuje i velmi kvalitní prostorově-časové rekonstrukce geomorfologických procesů. Z důvodu tohoto volného prostoru na poli české geomorfologie a vysoké aktuálnosti tématu byla vytvořena dendrogeomorfologická laboratoř na Katedře fyzické geografie a geoekologie (KFGG) Ostravské univerzity, která je vedle laboratoře geografů z Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK druhou dendrogeomorfologickou laboratoř v ČR. Laboratoř by



Obr. 1: A – Pozice studované lokality (zvýrazněný obdélník) v Moravskoslezských Beskydech; B – studovaná lokalita (1 – zdrojová zóna, 2 – transportní zóna, 3 – kužel blokovabahenních proudů, 4 – zlom, SpGV – spodní oddíl godulského souvrství, StGV – střední oddíl godulského souvrství, St-SvGV – přechod středního a svrchního oddílu godulského souvrství).

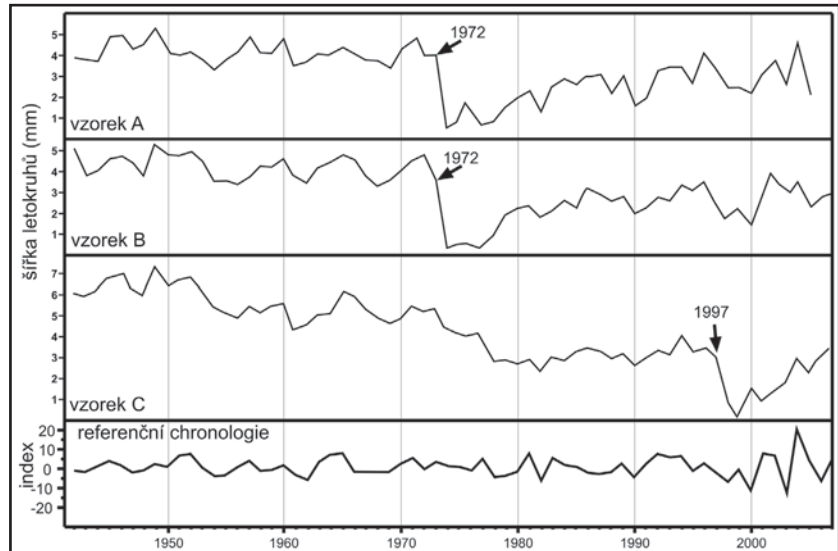
Fig. 1: A – Position of studied locality (bold rectangle) in the Moravskoslezské Beskydy Mts.; B – studied locality (1 – triggering zone, 2 – transportation zone, 3 – debris flow fan, 4 – fault, SpGV – layers of lower godula formation, StGV – layers of middle godula formation, St-SvGV – layers of middle upper godula transition formation).

měla rozšířit metodický aparát, poskytnout nová data a podpořit tak probíhající výzkum svahových deformací na KFGG. Od založení laboratoře v roce 2007 již byly publikovány první výsledky týkající se výzkumu blokobahenních proudů (Šilhán 2008, Šilhán – Pánek 2008a, Šilhán – Pánek 2008b). V současnosti se orientuje na výzkum intenzity skalního řízení (Šilhán 2009). Výzkum blokobahenních proudů je však dosud nejrozpracovanější. V tomto příspěvku tak přináším ukázkou prostorově-časové rekonstrukce blokobahenních proudů na jedné z lokalit v Moravskoslezských Beskydech.

Severovýchodní svah masivu Slavíč (1054 m) (obr. 1A) je oblastí se zvýšeným výskytem akumulací blokobahenních proudů (Rybář a kol. 2008). Je jich zde vyvinuto celkem 6, přičemž největší potenciál pro aplikaci dendrogeomorfologických metod má druhá nejsevernější a zároveň nejdelší dráha (obr. 1B). Její délka je ~900 m. Má vysoký sklon podélného profilu (místy až 35°) a v její horní polovině vystupují výchozy čel lavicovitých pískovců středních godulských vrstev. Zdrojová zóna leží na litologickém přechodu středního a přechodného středního-svrchního oddílu godulského souvrství. Na svém spodním okraji je ohraničena příčně probíhajícím zlomem (obr. 1B). Při vyústění dráhy je vyvinutý ~250 m široký kužel, proříznutý ~5 m hlubokou strží. Znamky čerstvé aktivity blokobahenních proudů jsou ~300–400 m před čelem kuželu. Pozice mladých blokobahenních akumulací začíná pod ~2 m vysokým pískovcovým stupněm. Pod ním leží dva 60–80 m dlouhé boční a jeden středový val. Tento aktivní úsek je ukončen až 20 m širokou akumulací seřízlou cestním zářezem.

Dendrochronologie datuje vzorky dřev pro různé účely (archeologie, klimatologie, atd.). Pokud se tyto metody aplikují na datování geomorfologických procesů, mluvíme již o dendrogeomorfologii. V podstatě se vychází ze základního konceptu kdy geomorfologický proces (např. blokobahenní proud) způsobí nějakou událost na stromu (např. poškození kmenu), který na to reaguje jistou odezvou (např. vznik jizvy). Blokobahenní proudy nejčastěji ovlivňují stromy následujícími způsoby (Bollsweiler et al. 2007):

- poškození kmenu nebo kořenů (následuje vznik jizvy, případně náhlé zúžení šířek letokruhů),
- pohřbení báze kmenu (následuje náhlé zúžení šířek letokruhů),
- likvidace stromů v dráze proudu (následuje výrazné rozšíření letokruhů u přeživších stromů jako výsledek snížení competičního tlaku),
- naklonění stromu vlivem tlaku materiálu blokobahenního proudu (následuje asymetrický přírůst letokruhů s přítomností tzv. reakčního dřeva).



Obr. 2: Přírůstové křivky vzorků A, B a C a jejich porovnání s referenční chronologií. Růstové anomálie (šipka).

Fig. 2: Increment curves of samples A, B and C and comparison with reference chronology. Growth anomalies (arrow).

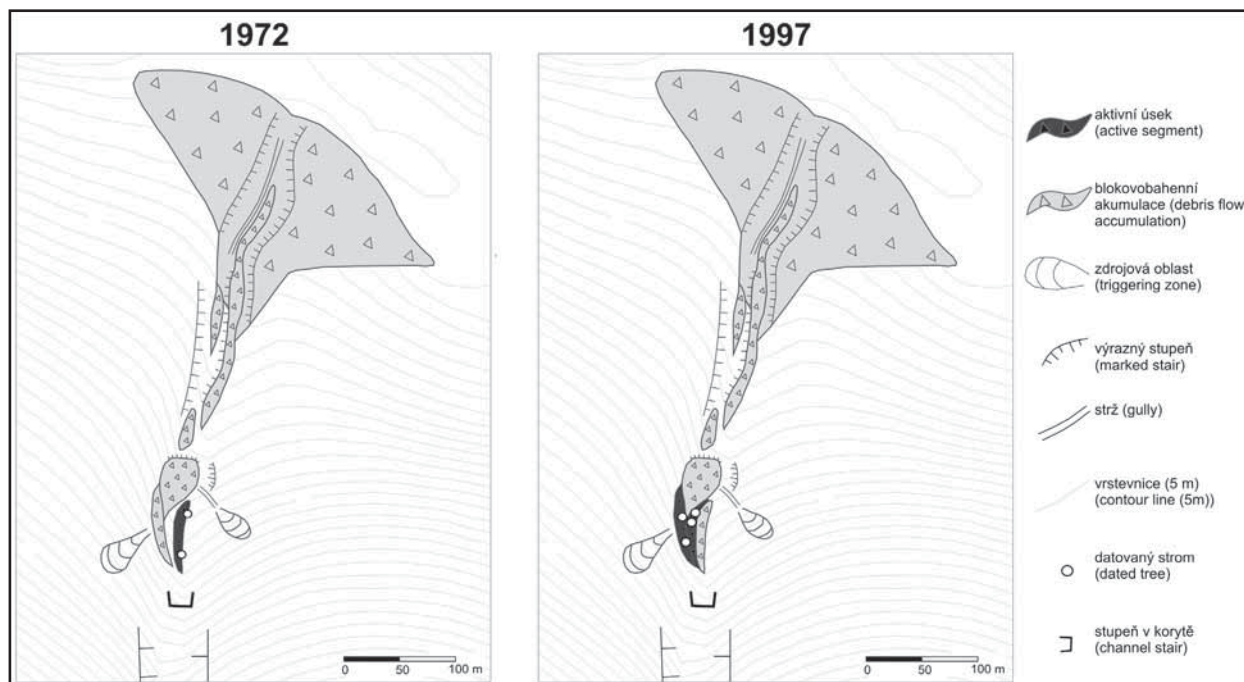
Na všech čerstvých valech byly odebrány vzorky ze smrků (*Picea abies*). Z obnažených zajizvených kořenů byl ruční pilkou odebrán ~2 cm tlustý disk v místě jizvy. Z kmenů byla odebrána vrtná jádra (max. 0,5×40 cm) Presslerovým přírůstovým nebozezem. Vzorky byly následně sušeny, stabilizovány, sbroušeny a byly změřeny šířky jednotlivých letokruhů (přesnost 0,01 mm) pomocí zařízení TimeTable na KFGG a software P.A.S.T. 4. Rok ovlivnění stromu blokobahenním proudem (BBP) byl určen analýzou přírůstových anomálií v letokruzích a datováním jizev na kořenech. Pro odfiltrování vlivu klimatu na deformaci letokruhů byly přírůstové křivky datovaných stromů porovnány s referenční chronologií z protějšího vrcholu – Ropice (1 082 m) (obr. 2).

vzorek	způsob odběru	část stromu	projev disturbance	rok disturbance
A	vrt	mrtvý kmen	zúžení letokruhů	1972
B	vrt	kmen	zúžení letokruhů	1972
C	vrt	kmen	zúžení letokruhů	1997
D	příčný řez	kořen	jizva	1997
E	příčný řez	kořen	jizva	1997
F	příčný řez	kořen	jizva	1997

Tab. 1: Přehled odebraných vzorků.

Tab. 1: Summary of selected samples.

Celkem bylo odebráno 6 vzorků. 3 vzorky byla vrtná jádra (A–C) a 3 příčné řezy z kořenů (D–F) (tab. 1). Jádra A a B byla odebrána z bočního valu na pravé straně údolí. Báze stromů byla částečně pohřbena materiálem BBP. Vzorek A byl odebrán z mrtvého kmene. Bylo tedy nutné určit rok, kdy strom zemřel, aby bylo možné datovat jeho letokruhy. K tomuto účelu byla použita metoda „cross dating“, spočívající v maximálně přesné synchronizaci přírůstové křivky mrtvého stromu s referenční křivkou. Ověření správnosti synchronizace bylo provedeno výpočtem korelačního koeficientu obou křivek a metodou



Obr. 3: Prostorově-časová rekonstrukce blokovobahenních proudů.
Fig. 3: Spatio-temporal reconstruction of debris flows.

„Gleichläufigkeit“ (blíže Schweingruber 1983). Smrt tohoto stromu byla určena na rok 2005. Vzorek C byl odebrán z částečně pohřbeného stromu středovým valem. Všechny pohřbené stromy reagovaly na své pohřbení náhlým útlumem růstu v letech následujících po události (obr. 2). Vzorky D–F byly odebrány z obnažených, poškozených kořenů stromů rostoucích na okraji středového a bočního valu na levé straně údolí. Předpokládá se, že k obnažení a poškození kořenů došlo při vytvoření valů, jejichž materiál při pohybu silně erodoval své bezprostřední okolí.

Na základě datování přírůstových anomálií na všech vzorcích byly určeny dva roky s výskytem BBP. Starší proud vznikl v roce 1972. Prokazují to vzorky A a B. Z blokovobahenního proudu v tomto roce se zachoval pouze pravostranný boční val. Zbylý materiál byl pravděpodobně fluvialně rozrušen a odnesen. K mladší události došlo v roce 1997. Tuto skutečnost prozrazují vzorky C–F. V tomto roce vznikly středový a levý boční val. Středový val má charakter čelní koncové akumulace BBP, ale s částečně oderodovaným čelem. Což by předpokládalo, že na rozdíl od proudu z roku 1972, byla velká část jeho naakumulovaného materiálu dosud ponechána na místě. Boční val tohoto proudu je zachovaný kompletně. Časoprostorový výskyt datovaných BBP ukazuje obr. 3.

rok	srážky (mm/24 h)	stanice	datum
1972	214	Šance	21.8.
1997	233,8	Lysá hora	6.7.

Tab. 2: Extrémní srážkové úhrny v datovaných rocích.
Tab. 2: Extreme precipitation in dating years.

Oba zjištěné roky s výskytem BBP byly porovnány s existencí jednodenních, extrémních srážkových úhrnů v Moravskoslezských Beskydech (tab. 2). V roce 1972 spadlo 214 mm srážek za 24 h na stanici Šance. V roce 1997 dokonce 233,8 mm na stanici Lysá hora. V těchto dvou le-

tech se vyskytly nejdeštivější dny v Moravskoslezských Beskydech za posledních 100 let (Štekl a kol. 2001), kdy bylo zároveň aktivováno mnoho starých sesuvů (Kirchner – Krejčí 1998). Ačkoliv tyto stanice neleží v bezprostřední blízkosti studované oblasti, je vysoce pravděpodobné, že vysoké srážkové úhrny se vyskytly i zde.

Pomocí denrogeomorfologických metod tak byly datovány dva blokovobahenní proudy vyskytující se v letech s extrémními srážkovými úhrny. V budoucnu by bylo možné těmito metodami získat data o reaktivacích svahových deformací, o jejichž aktivitě se vůbec nevědělo, nebo se o ní vedly spory.

Poděkování

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

- Bollschweiler, M. – Stoffel, M. – Ehmsch, M. – Monbaron, M. (2007): Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods. – *Geomorphology*, 87, 337–351.
- Daňhelka, J. (2001): Dendrogeomorfologický výzkum sesuvné lokality u Čeřeniště. – *Geografie – Sborník ČGS*, 166–176. Praha.
- Kirchner, K. – Krejčí, O. (1998): Slope movements in the Flysch Carpathians of Eastern Moravia (Vsetín District), triggered by extreme rainfalls in 1997. – *Moravian Geographical Reports*, 6, 1, 43–52. Brno.
- Raška, P. (2007): Comments on the recent dynamics of scree slopes in the Czech Middle Mountains. – *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 1, 43–49. Bratislava.
- Rybář, J. – Jánoš, V. – Klimeš, J. – Nýdl, T. (2008): Strukturně podmíněné svahové pohyby ve východní části Moravskoslezských Beskyd. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2007*, 113–118. Praha.
- Schweingruber, F. H. (1983): *Der Jahrring. Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie*. 1–234, Paul Haupt. Bern.
- Stoffel, M. (2006): A Review of Studies Dealing with Tree Rings and Rockfall Activity: The Role of Dendrogeomorphology in Natural Hazard Research. – *Natural Hazards*, 39, 51–70.
- Stoffel, M. – Bollschweiler, M. – Lièvre, I. – Delaloye, R. – Myint, M. – Monbaron, M. (2005a): Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest – a case study using dendrogeomorphology. – *Geomorphology*, 68, 224–241.
- Stoffel, M. – Lièvre, I. – Monbaron, M. – Perret, S. (2005b): Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at Täschgufer (Swiss Alps) – a dendrochronological approach. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49, 89–106.
- Strunk, H. (1997): Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. – *Catena*, 31, 137–151.
- Šilhán, K. (2008): Dendrochronologie kuželu blokovobahenních proudů na západním svahu masivu Travný (Moravskoslezské Beskydy). – *Časopis slezského Muzea Opava (A)*, 57, 270–275. Opava.
- Šilhán, K. – Pánek, T. (2008a): Historická chronologie blokovobahenních proudů v Moravskoslezských Beskydech. – *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 8, 82–94. Bratislava.
- Šilhán, K. – Pánek, T. (2008b): Výzkum a výskyt blokovobahenních proudů v Moravskoslezských Beskydech. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2007*, 15, 74–76. Brno.
- Šilhán, K. (2009): Dynamics of rockfall on the western slope of Smrk Mt. (the Moravskoslezské Beskydy Mts.). – In: Mentlík, P. (ed.): *Geomorfologický sborník* 8, 59–60, Česká asociace geomorfologů.
- Štekl, J. – Brázdil, R. – Kakos, V. – Jež, J. – Tolasz, R. – Sokol, Z. (2001): Extrémní denní srážkové úhrny na území ČR v období 1879–2000 a jejich synoptické příčiny. 1–140, Národní klimatický program ČR. Praha.

SEDIMENTY SPODNÍHO BADENU A KVARTÉRU V CENTRU BRNA

Lower Badenian and Quaternary sediments at Brno centre

Pavla Tomanová Petrová¹, Tomáš Pecka¹, Jaroslav Hanák²

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

² GEOTest, a. s., Šmahova 112, 659 01 Brno; e-mail: hanak@geotest.cz

(24–34 Ivančice)

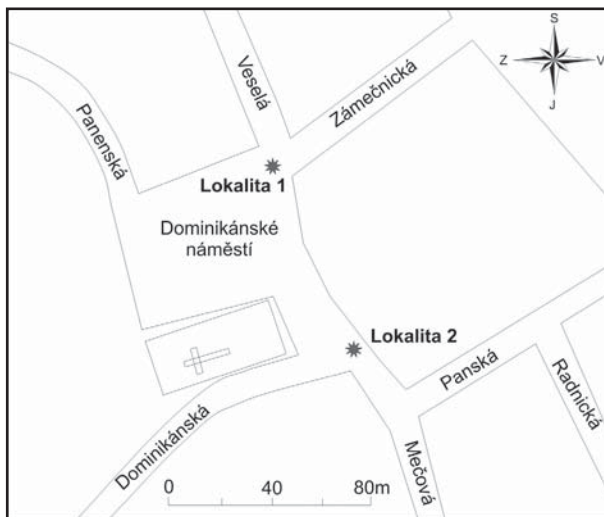
Key words: Lower Badenian sediments, Quarternary, foraminifers, molluscs

Abstract

Clays from the Dominican Square were documented. They correspond to the Pleistocene Age (Panska St.) and to the Lower Badenian, Middle Miocene (Panska St., Vesela St.). Foraminiferal assemblages are composed by typical Lower Badenian species *Praeorbulina glomerata circularis* (Blow), *Orbulina suturalis* Brön., *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orb.), *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turn., *Vaginulinopsis pedum* (d'Orb.) etc. Palaeobathymetrically, after occurrence of species *Melonis pompilioides* (F. et M.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Hoeglundina elegans* (d'Orb.), they lived in deeper waters of bathyal. Quaternary molluscs inhabited water environment, probably smaller lake. The lake originated perhaps by solifluction.

Úvod

V centru města Brna probíhaly v minulých letech rekonstrukce kolektorů, ze kterých se nám podařilo získat několik vzorků. Zpracovávali jsme dvě sady vzorků z Dominikánského náměstí – z vyústění ulice Panské a Veselé (obr. 1).



Obr. 1: Lokalizace studovaného území.

Fig. 1: Situation of the studied area.

V geologické mapě 1 : 50 000 (Hanžl et al. 1999) jsou v dané lokalitě mapovány spraše a sprašové hlíny. Z jiných prací (např. Petrová–Hanák 2004) je známo, že pod sprašemi se vyskytují spodnobadenské jíly.

Metodika

Pro mikropaleontologické účely byla hornina namočená do roztoku jedlé sody a plavena na sítu o velikosti ok 0,063 mm. Reziduum bylo studováno pod mikroskopem,

fosilie – foraminifery i úlomky schránek měkkýšů – byly vybrány a determinovány.

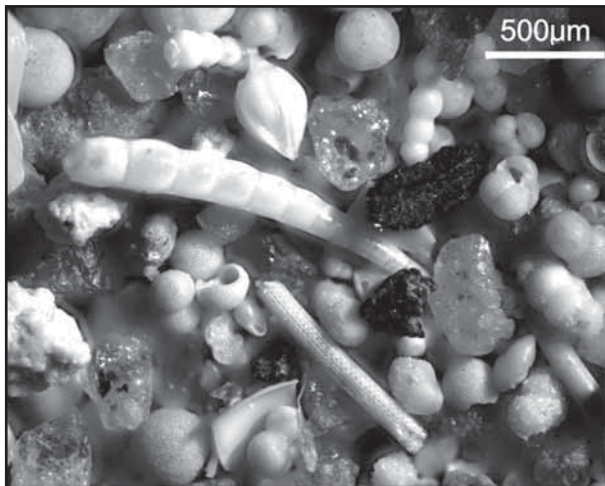
Výsledky

Lokalita 1: Dominikánské náměstí, vyústění ulice Veselé (dokumentační bod BP026)

V oblasti vyústění ulice Veselé do Dominikánského náměstí byly při rekonstrukci kolektoru odebrány dva vzorky V1 a V2 – šedý prachovito-písčité vápnný jí (V1) a modrošedý prachovitý vápnný jí, tzv. tégl (V2).

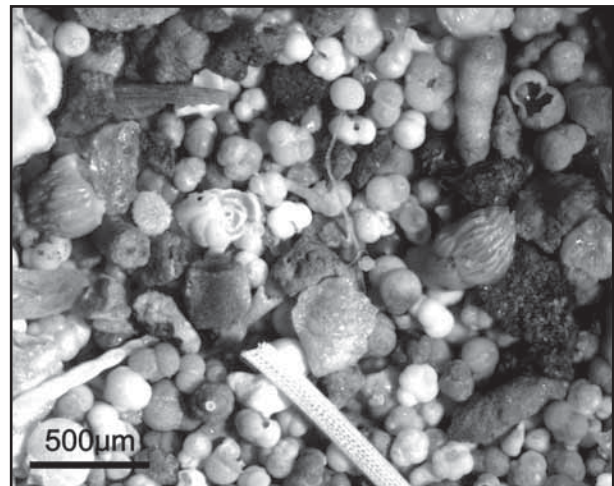
Vzorek V1 obsahoval bohaté, oproti „téglu“ však početně chudší společenstvo tvořené ostny ježovek, radiolářiemi a foraminiferami. Mezi foraminiferami dominují planktonní druhy jako např. *Praeorbulina glomerata circularis* (Blow), *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orb.), *Gl. cf. bisphericus* Todd, *Paragloborotalia mayeri* (Cush. et Ell.), *Globoturborotalia woodi* (Jen.) doprovázené bentickými druhy *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turn., *Vaginulinopsis pedum* (d'Orb.), *Melonis pompilioides* (F. et M.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Bolivina antiqua* d'Orb., *Marginulina hirsuta* d'Orb. Procentuální zastoupení bentosu dosahuje 17 %.

Vzorek V2 pocházející z typického „téglu“ neobsahoval sice obvyklé orbuliny a praeorbuliny, celková charakteristika společenstva jej však jednoznačně řadí do spodního badenu (obr. 3). Spolu s *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turn. se vyskytují *Vaginulinopsis pedum* (d'Orb.), *Melonis pompilioides* (F. et M.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Bolivina antiqua* d'Orb., *Martinottiella karrereri* (Cush.), *Spirorutilus carinatus* (d'Orb.), *Nonion commune* (d'Orb.). Dominovaly planktonní druhy zastoupené *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orb.), *Globigerina praebulloides* Blow, *Globorotalia bykovae* (Ais.). Procentuální zastoupení bentosu dosahuje 11,8 %. Foraminifery jsou doprovázeny úlomky ostnů ježovek a jehlic křemitých hub.



Obr. 2: Společenstvo ze spodnobadenských jííl, ulice Panská, Dominikánské náměstí.

Fig. 2: Assemblage of the Lower Badenian clays, Panská Street, Dominican Square.



Obr. 3: Společenstvo ze spodnobadenských jííl, ulice Veselá, Dominikánské náměstí.

Fig. 3: Assemblage of the Lower Badenian clays, Veselá Street, Dominican Square.

Lokalita 2: Dominikánské náměstí, vyústění ulice Panské (d. b. BP099)

V rámci rekonstrukce 19. stavby sekundárního kolektoru, TŠ 1, staničení 66,3 byly v oblasti vyústění ulice Panské z Dominikánského náměstí studovány dva vzorky – P1 a P2.

Makroskopicky jsou v čelbě popsány (od nadloží do podloží) čtyři vrstvy:

vrstva 1: písek, hnědý hlinitý převážně střednozrný až hrubozrný,

vrstva 2: prachovito-písčité jííl, světle šedý, vápnitý,

vrstva 3: sprašový sediment, světle šedohnědý, intenzivně šedě skvrnitý, slabě vápnitý, slabě slídnatý, soliflukčně přepracovaný,

vrstva 4: jííl, hnědošedý, slabě vápnitý, slabě slídnatý.

Žádnou z vrstev, které jsme studovali, se nám nepovedlo zkorelovat s vrstvami popisovanými Valochem et al. (2001) a to i přesto, že místa odběru vzorků se nacházela pravděpodobně jen několik metrů od sebe.

Vzorek P1 byl odebrán z hloubky 7,2 m (vrstva číslo 4) pod povrchem, lze jej popsat jako prachovitý béžově hnědý slabě slídnatý plastický vápnitý jííl s drobnými vápnitými konkrécemi. Spolu s foraminiferami (obr. 2) se nalézají schránky ostrakodů, fragmenty schránek měkkýšů a ostnů ježovek. Foraminifery tvoří početně i druhově bohaté společenstvo s dominancí planktonních druhů,

z nichž lze uvést stratigraficky významné druhy *Praeorbulina glomerata circularis* (Blow), *Orbulina suturalis* Brön., *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orb.), *Gl. bisphericus* Todd, doprovázené hojně se vyskytujícími globigerinami a globorotáliemi. Setkáváme se také s celou řadou běžných spodnobadenských bentických druhů jako např. *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turn., *Vaginulinopsis pedum* (d'Orb.), *Martinottiella karreri* (Cush.), *Planularia moravica* (Karr.), *Melonis pompilioides* (F. et M.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Bolivina antiqua* d'Orb., *Bulimina buchiana* d'Orb., *Bulimina striata* d'Orb., *Marginulina hirsuta* d'Orb., jejichž procentuální zastoupení se pohybuje kolem 26%.

Vzorek P2 pocházel z hloubky 6,2 m (vrstva číslo 3); jednalo se o hnědošedý, šedě skvrnitý slídnatý prachovitý vápnitý jííl, soliflukcí přepracovaný, obsahující vápnité konkréce o velikosti do 10 mm. Výplav obsahoval kromě drobných konkrécí také zrna živce, muskovitu, slídy a křemene. Toto minerální složení by mohlo svědčit o příměsi sedimentu pocházejícího se zvětralé metabazitové zóny brněnského masivu.

V sedimentu bylo nalezeno 6 určených schránek vodních měkkýšů (tab. 1). Měkkýši byli určeni jako vodní druhy obývající stojaté a mírně tekoucí vodní toky, převážně jezírka. Jedná se o druhy:

Seznam druhů	Počet určených druhů	Nadmořská výška				Typ prostředí					
		do 200 m	200–400 m	400–700 m	nad 700 m	Prameny a pramenité stružky	Rychle tekoucí a málo úživné toky	Pomalěji tekoucí úživné plochy	Větší stojaté vody	Zarůstající menší stojaté vody	Bážiny a periodické mokřady
<i>Anisus leucostoma</i>	3	*	*	+	-				+	*	*
<i>Lymnaea peregra</i>	2	*	*	+	+	+	+	*	+	+	
<i>Pisidium nitidum</i>	1	*	*	+			+	*	-		

Tab. 1: Přehled zjištěných schránek měkkýšů (podle Berana 1998). Vysvětlivky: * velmi významná vlastnost, + pravidelně se vyskytující vlastnost, - vlastnost vyskytující se ojediněle.

Tab. 1: Distribution of the shells of molluscs (after Beran 1998). Explanatory: * very important character, + regularly occurring character, - sporadically occurring character.

Anisus leucostoma (Millet) – palearktický druh plže obývající periodické mokřady, žije se řasami, listím a odumřelými částmi rostlin, odolný na vyschnutí biotopu (Ložek 1956, Beran 1998).

Lymnaea peregra (Müller) – palearktický druh plže žijící v drobných stojatých a pomalu tekoucích vodách, nivách, prameništích, pramenitých stružkách a vodních tocích. Žije se nánosy na bahně, odumřelými i živými částmi rostlin a detritem (Ložek 1956, Beran 1998).

Pisidium cf. nitidum (Jenyns) – mlž obývající tekoucí vody s písčitobahňitým dnem, filtruje detrit a plankton (Ložek 1956, Beran 1998).

Interpretace a závěr

Vrstvy 1–3 odebrané ve vyústění ulice Panské včetně vzorku P2 interpretujeme jako kvartérní, pravděpodobně pleistocenní. Vrstva 4 s odebraným vzorkem P1 přináležejí střednímu miocénu, resp. spodnímu badenu. Společenstva pocházející ze vzorků V1 a V2 z oblasti vyústění ulice Veselé náležejí spodnímu badenu.

V období spodního badenu bylo na území města Brna rozšířeno relativně hluboké moře (200–500 m), jehož hloubku na základě studia otolitových faun studoval Brzobohatý (1982, 1997). Složení foraminiferových společenstev dokládá podobnou hloubkovou charakteristiku, vyskytují se bathyální druhy *Melonis pompilioides* (F. et M.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Hoeglundina elegans* (d'Orb.) spolu s hojnými radioláriemi a křemitými jehlicemi hub coby dalšími indikátory hlubšího prostředí. Procentuální zastoupení bentosu ve společenstvu odpovídá jeho zastoupení na Brněnsku i na jiných lokalitách (Petrová–Hanák 2004).

Zmíněné druhy kvartérních měkkýšů naznačují, že se v daném místě nacházela menší vodní plocha, zřejmě v podobě jezírka bohatého na faunu i flóru. Tato vodní plocha vznikla soliflukčními procesy, které zahradily odtok z terénní deprese a vytvořily tím vodní nádrž s pravidelným přítokem a odtokem vody.

Sediment je pravděpodobně pleistocenního stáří, nelze se však vzhledem k nálezovým okolnostem přesněji vyjádřit ke stratigrafii, případně činit rozsáhlejší sedimentologické či paleontologické závěry.

Poděkování

Studium bylo podporováno interním mapovacím projektem ČGS č. ú. 390003.

Díky patří oponentovi za kritické posouzení textu a cenné připomínky.

Literatura

- Beran, L. (1998): Vodní měkkýši ČR, Metodika ČSOP 17. – 113 str. Vlašim.
- Brzobohatý, R. (1982): Rybí fauna spodnobadenských vápničitých jílů v Brně-Králově Poli a její paleogeografický význam. – Časopis Mor. Muzea, LXVII, vědy přírodní, 57–64. Brno.
- Brzobohatý, R. (1997): Paleobatymetrie spodního badenu karpatské předhlubně na Moravě z pohledu otolitových faun. – In: Hladilová, Š. (ed): Dynamika vztahů marinního a kontinentálního prostředí. – Sborník příspěvků, Grantový projekt GAČR 205/95/1211. 37–46. MU. Brno.
- Hanzl, P. – Krejčí, Z. – Vít, J. – Otava, J. – Novák, Z. – Stráník, Z. (1999): Geologická mapa Brna a okolí. 1 : 50 000. – ČGÚ. Praha.
- Ložek, V. (1956): Klíč Československých měkkýšů. – ČSAV, 436 str. Bratislava.
- Petrová, P. – Hanák, J. (2004): Zhodnocení foraminiferových společenstev pocházejících ze sedimentů na území města Brna. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2003, 11, 30–32. Brno.
- Valoch, K. – Smolíková, L. – Karásek, J. (2001): Stratigrafie pleistocenních sedimentů na Dominikánském náměstí v Brně. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2000, 7, 14–19. Brno.

FAUNA VRTŮ HL1 A HL2 U HLUCHOVA (STŘEDNÍ MIOCÉN), PROSTĚJOVSKO

Fauna of the HL1 and HL2 boreholes round of Hluchov (Middle Miocene), Prostějov surrounding

Kamil Zágoršek¹, Pavla Tomanová Petrová², Slavomír Nehyba³, Vladimíra Jašková⁴,
Šárka Hladilová⁵

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

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

³ Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz

⁴ Muzeum Prostějovska v Prostějově, náměstí T. G. Masaryka 2, 796 01 Prostějov; e-mail: vladka.jaskova@seznam.cz

⁵ Katedra biologie Pedagogické fakulty Univerzity Palackého, Purkrabská 2, 771 46 Olomouc; e-mail: sarka.hladilova@upol.cz

(24–21 Jevíčko)

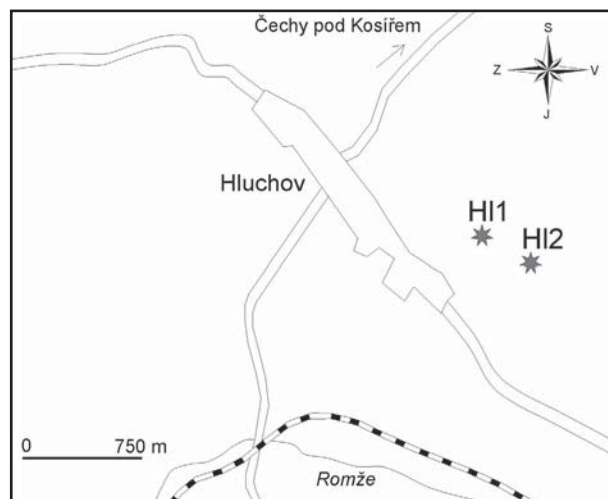
Key words: Bryozoa, Foraminifera, Middle Miocene, Moravia, paleoecology

Abstract

The lithological profile studied within two boreholes near Hluchov can be subdivided into three sections: in lower one occurs sandy clay with large clasts of Carboniferous rock, the medium part is characteristic by occurrence of calcareous sand and the youngest part with the most variable lithology contains calcareous sands, sandy limestones, limestones and clays. Beside bryozoans, which dominate in all sections, samples contain molluscs, foraminifers, fragments of echinoids, ostracods, otoliths, teeth of bone fishes, and fragments of spicules of sponges. Altogether 24 bryozoans species have been determined, from them five species important for palaeoecology have been described and illustrated. Palaeoecological analysis suggests mixed palaeoenvironment.

Úvod

Během výkopu vodovodního řádu nad obcí Hluchov byly v roce 1996 nalezeny jemnozrnné písky šedobílé, žluté, žlutozelené až rezavě hnědé barvy s bohatou faunou mechovek, měkkýšů (ústřic a hřebenatek), balanidů a úlomků schránek ježovek (Jašková 1998). Výkop odkryl miocenní sedimenty o mocnosti ca 2 m, ale neposkytl údaje o podloží a celkové mocnosti sedimentů. Proto jsme se rozhodli provést v tomto prostoru mělké vrty (obr. 1). Koncem roku 2008 byly vyvrtány vrty HL1 (GPS: 49° 32.322' N; 017° 00.504' E, 377 m n. m.) a HL2 (GPS: 49° 32.914' N; 016° 59.204' E, 341 m n. m.) firmou Geovank. Vrt HL1 skončil v hloubce 11,3 m, vrt HL2 dosáhl hloubky 19,5 m. Ani jeden vrt však nedosáhl podloží, oba vrty musely být vzhledem k technickým možnostem vrtné soupravy ukončeny.



Obr. 1: Lokalizace studovaných vrtů.
Fig. 1: Situation of the studied boreholes.

Z vrtu HL1 bylo odebráno 37 vzorků, z vrtu HL2 25 vzorků. Vzorky byly vyplaveny standardními metodami na sítěch o velikosti 2 mm, 0,9 a 0,063 mm. Fauna z výplavů byla zkoumána a identifikována pod optickým mikroskopem, fotodokumentace vybraných taxonů byla provedena na SEM Hitachi S-3700N v Národním muzeu v Praze, kde je uložen i celý materiál. Nejčastějšími fosilii ve výplavech byly mechovky, spolu s nimi se vyskytovaly foraminifery, úlomky ostnů ježovek, schránek měkkýšů, ostrakodů, otolity a zoubky kostnatých ryb, vzácně se objevovaly fragmenty jehlic hub.

Litologický popis

Vrstevní sled, který byl pomocí vrtů ověřen na lokalitě Hluchov, lze předběžně rozdělit do tří částí.

Svrchní část vrstevního sledu (mocnost 3–8 m) byla litologicky velmi proměnlivá. Bylo zjištěno střídání poloh rezavě zeleného, světle žlutohnědého či bělavě žlutého jemnozrnného písku, bělavého silně písčitého vápence, jemnozrnného paralelně laminovaného vápence a světle zelenošedého až bělavého jílu. Písek se jevil někdy jako vcelku dobře vytříděný, jindy byla zjištěna zvýšená přítomnost úlomků spodnokarbonských hornin do 4 cm a schránek ústřic. Úlomky ústřic a klasty spodnokarbonských hornin představovaly také příměs v rámci poloh jílu.

Střední část vrstevního sledu (mocnost 7–8 m) je litologicky monotónnější. Představuje ji rezavě zelený, zelenavě žlutý až bělavě žlutý jemnozrnný písek, obvykle špatně vytříděný díky proměnlivé přítomnosti úlomků spodnokarbonských hornin (osa A do 4 cm) a úlomkům schránek měkkýšů (hojné ústřice). Charakteristická je horizontální laminace a výskyt čeřinového zvrstvení. Občasné jsou laminy až slabé vrstvičky (mocnost do 2 cm) zeleného jílu.

Nejspodnější část vrtů (mocnost 2–4 m) je typická zvýšenou přítomností světle zelenošedého, rezavě skvr-

nitého, proměnlivě písčitého jílu s ostrohrannými až poloostrohrannými úlomky spodnokarbonských hornin (osa A až 5 cm) a úlomky ústřic. Byl zde také zjištěn štěrk s podpurnou strukturou písčité matrix. Psefitické klasty jsou zaoblené i ostrohranné, osa A obvykle do 4 cm, místy až 15 cm (největší klasty při bázi i svrchní vrstevní ploše).

Stratigrafie

Společenstva neobsahovala stratigraficky průkazné druhy foraminifer; z pozice vrtu a litologického charakteru, přítomnosti zřídka se vyskytujících globigerinoidů a celkového charakteru společenstva zařazujeme sedimenty z vrtu H11 do spodního badenu. Sporadicky se objevují druhy redeponované z karpátu, jako *Pararotalia canui* (Cush.) a *Pappina breviformis* (Papp et Turn.), která svým výskytem zasahuje i do nejspodnějšího badenu sensu Cicha et al. (1998).

Foraminifery

Většina vzorků obsahovala bohatá, většinou relativně diverzifikovaná společenstva foraminifer. Dominovala bentosní složka společenstva, planktonní druhy se nevyskytovaly, popř. jejich četnost dosahovala jednotek procent.

Byla dokumentována jednak typicky mělkovodní společenstva a dále společenstva jevící se jako směsná, složená z mělkovodních a hlubokovodních taxonů, resp. jedinců obývajících teplé a chladnější vody. Společenstva mělkovodních foraminifer obsahují hojně jedince rodu *Elphidium*, spolu s nimiž se vyskytují druhy *Asterigerinata planorbis* (d'Orb.), polohově *Amphistegina mammilla* (F. et M.), *Quinqueloculina* div. sp. Tato společenstva obývala teplé mělké vody hloubek prvních desítek metrů (vnitřní šelf). Směsná společenstva jsou zastoupena společenstvy složenými z rodů *Elphidium-Lenticulina*, ve spodní části vrtu společenstvy *Ammonia-Lenticulina*. Lenticuliny, obývající hlubší a studenější vody vnějšího šelfu (např. Murray 2006), podobně jako další druhy odpovídající stejným ekologickým výskytům, mívají často poškozené schránky. Aglutinované foraminifery byly zaznamenány sporadicky.

Předpokládáme, že sedimenty spodní části vrtu (1 150–1 040 cm) obsahující hojná a málo diverzifikovaná společenstva s jedinci ze skupiny *Ammonia* doprovázená lenticulinami, se ukládaly v mořských vodách s nestálou salinitou, příp. vodách brakických. Směrem do nadloží jsou amonie nahrazovány elfidii, obývajícími teplé mělké marinní vody, které se často vyskytují s poškozenými lenticulinami. Prostředí sedimentace se směrem do nadloží

Taxony mechovek/lokality	Vídeňská pánev	Podbržice	Oslavany	Židlochovice	Holubice	Rebešovice	Přemyslovice	Terešov	Kroužek	Kralice nad Oslavou	Rousínov - pumpa	Slavkov sv. Urban	vrt VK-1 Vranovice	Prácheňský vrch	Vranová Lhota	Blučina	Klenceč	Drnovice - muzejní materiál
<i>Biflustra savartii</i> (Savigni – Audouin, 1826)	1	1	1		1	1						1	1					1
<i>Calpensia gracilis</i> (Münster, 1826)	1	1	1	1	1	1					1			1				1
<i>Cellaria</i> cf. <i>fistulosa</i> (Linnaeus, 1758)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1
<i>Cribellopora</i> cf. <i>latigastra</i> (David, 1949)																		
<i>Crisia hoernesii</i> Reuss, 1848	1	1	1	1	1	1	1		1	1	1	1	1	1	1			1
<i>Crisidmonea foraminosa</i> (Reuss, 1851)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1				1
<i>Disporella goldfussi</i> (Reuss, 1864)		1		1	1	1	1		1	1				1		1	1	
<i>Eokotosokum? bobiesi</i> (David & Pouyet, 1974)	1	1	1	1	1	1	1		1	1	1	1	1			1	1	
<i>Ferganula</i> sp.		1									1	1						
<i>Flustrellaria fenestrata</i> (Reuss, 1848)	1	1	1	1	1	1	1		1	1	1	1						
<i>Heteropora</i> sp.	1	1	1	1	1	1		1				1	1	1				
<i>Hornera</i> cf. <i>frondiculata</i> Lamourox, 1821	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
<i>Mecynoecia pulchella</i> (Reuss, 1848)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1
<i>Oncosoecia? biloba</i> (Reuss, 1848)	1	1	1	1	1	1	1		1	1		1	1	1				
<i>Onychocella angulosa</i> (Reuss, 1848)	1	1	1	1	1	1	1		1	1	1	1	1	1		1	1	1
<i>Polyascosoecia cancellata</i> Canu, 1920	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1
<i>Puellina venusta</i> (Canu & Bassler, 1925)	1	1		1	1	1	1			1	1							
<i>Reteporella</i> sp.	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1	1
<i>Rhynchozoon monoceros</i> (Reuss, 1848)	1	1	1	1	1	1	1		1	1	1			1			1	1
<i>Schizomavella protuberans</i> (Reuss, 1847)	1	1	1	1	1	1	1		1		1			1		1		1
<i>Smittina cervicornis</i> (Pallas, 1766)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1		1
<i>Umbonula macrocheila</i> (Reuss, 1848)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1	1	1
<i>Ybseosoecia typica</i> (Manzoni, 1878)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1					1
neurčitelné celleporidní mechovky	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1

Tab. 1: Seznam určených druhů mechovek.

Tab. 1: List of the determined species of bryozoans.

postupně změlčovalo, doklad nejvýraznějšího změlčení je možné pozorovat v nejsvrchnějších partiích vrtu HL1, v intervalu 80–130 cm, kdy se spolu s elfidii vyskytují typicky mělkovodní, až lagunární druhy [např. *Amphistegina mammilla* (F. et M.), *Quinqueloculina* div. sp.].

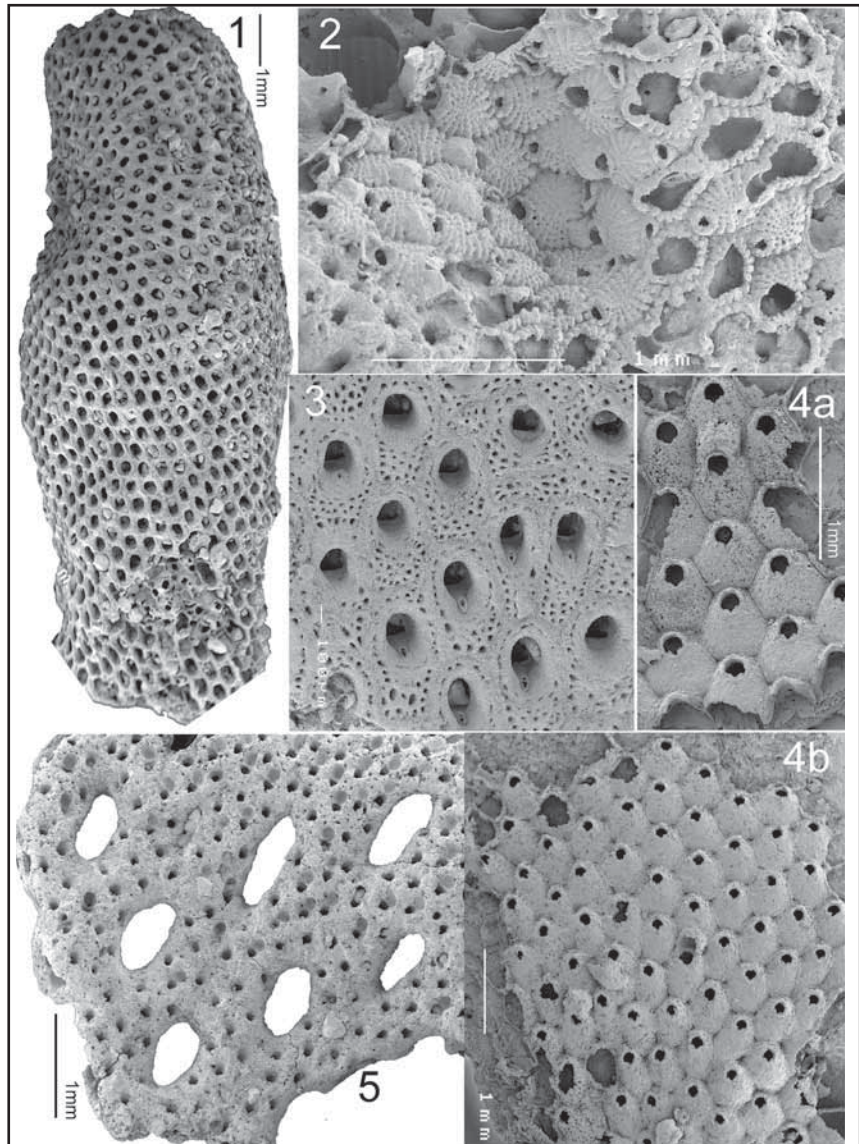
Měkkýši

Fauna měkkýšů z obou vrtů byla studována na vzorcích z výplavů (HL1 – 28 vzorků, HL2 – 17 vzorků). Předběžně lze konstatovat, že v materiálu jednoznačně převažují mlži (Bivalvia), méně početné jsou kelnatky (Scaphopoda), zatímco plži (Gastropoda) zcela chybějí. Mlži se vyskytují v celém profilu vrtu HL1, přičemž jsou velmi hojní zejména v intervalu ca 940–580 cm. Ve spodních částech profilu převažují úlomky ústřic, jinak se ve vrtu průběžně vyskytují i zástupci čeledi Pectinidae a (méně početné) kelnatky. Také ve spodní části profilu vrtu HL2 (metráže 19,5–13,5 m) jsou mlži poměrně hojní, přičemž mezi nálezy výrazně převažují ústřice, méně častí jsou pectinidi. Směrem do nadloží pak množství mlžů výrazně klesá, ústřice se již prakticky vůbec nevyskytují a v materiálu převažují různé druhy pectinidů. Kelnatky byly nalezeny pouze v jediné metráži (10,8 m). Z mlžů byly zatím zjištěny mj. druhy *Crassadoma multistriata* (Poli, 1795), *Aequipecten* sp., *Macrochlamis* cf. *nodosiformis* (de Serres in Pusch, 1837) a *Neopycnodonte* sp. Fauna měkkýšů prokazuje mělkovodní mořské prostředí s normální salinitou a spíše vyšší dynamikou.

Mechovky

Ve všech vzorcích dominují mezi makrofosiliemi fragmenty kolonií mechovek. Dominantní složkou mechovkové fauny jsou celeporidní kulovité kolonie společně se zástupci rodů *Smittina* a *Reteporella*.

Předběžně bylo identifikováno 24 druhů mechovek, mezi nimi dva pravděpodobně nové druhy patřící rodům *Cribellopora* a *Reteporella*. Další tři druhy jsou zajímavé vzhledem k jejich paleogeografii: *Biflustra savartii* (Savigny-Audouin, 1826), *Puellina venusta* (Canu et Bassler, 1925) a *Smittina cervicornis* (Pallas, 1766). Jejich seznam a výskyt na jiných lokalitách v karpatské předhlubni a ve vídeňské pánvi je uveden v tab. 1.



Obr. 2: Vyobrazení některých významných druhů mechovek. Vysvětlivky: 1/ *Biflustra savartii* (Savigny-Audouin, 1826), 2/ *Puellina venusta* (Canu et Bassler, 1925), 3/ *Smittina cervicornis* (Pallas, 1766), 4/ *Cribellopora* cf. *latigastra* (David, 1949) – a) detail několika autozoocí s ovicelou, b) celkový pohled na kolonii ukazující pravidelný růst kolonie, 5/ *Reteporella* sp. Fig. 2: Photoplate with some important studied bryozoans. Explanation: 1/ *Biflustra savartii* (Savigny-Audouin, 1826), 2/ *Puellina venusta* (Canu et Bassler, 1925), 3/ *Smittina cervicornis* (Pallas, 1766), 4/ *Cribellopora* cf. *latigastra* (David, 1949) – a) detail of few autozoecia with ovicell b) general view of the colony showing regular growth pattern, 5/ *Reteporella* sp.

V synonymice jsou použity zkratky pro exempláře, které jsme přímo studovali (v.) a pro exempláře, kde si nejsme jisti jejich systematickým zařazením (?).

Kmen Bryozoa Ehrenberg, 1831

Třída Gymnolaemata Allman, 1896

Řád Cheilostomata Busk, 1852

Rod *Biflustra* d'Orbigny, 1852

Biflustra savartii (Savigny-Audouin, 1826) – obr. 2. 1

1974 *Biflustra savartii* (Savigny-Audouin, 1826) – David – Pouyet p. 99

1988 *Biflustra savartii* (Savigny-Audouin, 1826) – Moissette pl. 11, Fig. 6

Materiál: 4 kolonie

Popis: Kolonie povlékavé, autozoocia rostou v pravidelných řadách s výrazným kryptocystem a velkým opesiem. Gymnocyst, avikulária a ostny nejsou vyvinuty, ovicely nebyly nalezeny.

Poznámky: Charakteristický druh pro tropické až subtropické j. provincie jako j. Francie, Alžírsko a Tunisko (Moissette 1988).

Podřád Ascophora Levinsen, 1909

Infrařád Acanthostega Levinsen, 1902

Superčeď Cribrinoidea Hincks, 1879

Čeď Cribriliidae Hincks, 1879

Rod *Puellina* Jullien, 1886

Puellina venusta (Canu et Bassler, 1925) – obr. 2. 2

v. 1977 *Cribrilaria radiata* (Moll, 1803) – Vávra p. 102 (cum syn.)

1989 ?*Puellina* (*Cribrilaria*) *venusta* (Canu et Bassler, 1925) – Schmid p. 28, pl. 7, Fig. 1–5 (cum syn.)

Materiál: 8 kolonií

Popis: Kolonie povlékavé, autozoocia oválná s frontální stěnou složenou z 11–13 modifikovaných ostnů. Laterální spojky jsou vyvinuty v počtu 4–5 na každé dvojici žeber. Gymnocyst chybí, apertura s 5–6 ostny. Avikulária interzoociální, velká. Ovicely částečně vnořeny do distálního autozoocia s nepórovitou stěnou a výrazným kýlem.

Poznámky: Chladnomilný druh (Hayward et Ryland 1998).

Infrařád Lepraliomorpha Gordon, 1989

Superčeď Smittinoidea Levinsen, 1909

Čeď Smittinidae Levinsen, 1909

Rod *Smittina* Norman, 1903

Smittina cervicornis (Pallas, 1766) – obr. 2. 3

1974 *Porella cervicornis* (Pallas) – David – Pouyet p. 194 (cum syn.)

v. 2003 *Smittina cervicornis* (Pallas) – Zágoršek p. 163 (cum syn.)

Materiál: 2 kolonie

Popis: Kolonie vzpřímená, 6–7 autozoociálních řad na jedné straně. Frontální stěna autozoocií silně perforovaná. Apertura oválná s malým suborálním avikuláriem. Ovicely nepozorovány.

Poznámky: Velmi běžný druh, nejčastěji se vyskytuje na konsolidovaném dně s mírnou anoxií v sedimentu (Holcová – Zágoršek 2008).

Čeď Lacernidae Jullien, 1888

Rod *Cribellopora* Gautier, 1957

Cribellopora cf. *latigastra* (David, 1949) – obr. 2. 4

v. 1874 *Lepralia goniostoma* Reuss – Reuss p. 176, pl. 2, Fig. 6, pl. 3, Fig. 3

1977 *Cribellopora latigastra* (David, 1949) – Vávra p. 120 (cum syn.)

Materiál: 1 kolonie

Popis: Kolonie povlékavá. Autozoocia oválná, s velmi jemně pórovitou frontální stěnou. Apertura s výrazným sinem a několika ostny, frontální stěna málo pórovitá. Bez avikulárií. Ovicely velmi hluboko vnořené do distálního autozoocia, s výraznými bočními póry.

Poznámky: Pravděpodobně se jedná o nový druh, ke studiu je ovšem nutný větší počet exemplářů. Charakteristickými znaky tohoto druhu jsou malé frontální póry a velmi úzký sinus. *Cribellopora* je typickým zástupcem tropických rodů (Vávra 1977).

Čeď Phidoloporidae Gabb et Horn, 1862

Rod *Reteporella* Busk, 1884

Reteporella sp. – obr. 2. 5

? 1999 *Reteporella beaniana* (King, 1846) – Hayward – Ryland p. 368 (cum syn.)

Materiál: 8 kolonií

Popis: Kolonie typicky síťované, s autozoocií seřazenými v paralelních řadách. Autozoocia s výrazným spiramenem a ostny kolem ústí. Avikulária leží většinou na frontální stěně nebo na dorzální straně kolonie. Ovicely jsou hluboko vnořeny do distálního autozoocia.

Poznámky: Zkoumané exempláře se podobají recentnímu druhu *Reteporella beaniana* (King, 1846), který má ale výraznější avikulária a menší spiramen. *Reteporella* žije v hlubším prostředí se zvýšenou energií vody (Hayward – Ryland 1999).

Poznámky k ostatním nalezeným fosiliím

Kromě měkkýšů, foraminifer a mechovek byly ve výplavech z obou vrtů nalezeny i další fosilie. Jedná se zejména o ostnokožce (destičky a ostny ježovek, destičky hvězdic a hadic), kteří se vyskytují v obou profilech takřka průběžně a jsou velmi hojní zejména ve vrtu HL1 v úseku 520–80 cm. Další velmi významnou součástí paleobiocenózy jsou i svijonožci (*Cirripedia*), jejichž zbytky se ve výplavech objevují rovněž prakticky průběžně a jsou nápadně hojně (dokonce převažují nad nálezy mlžů) zejména ve svrchních partiích vrtu HL1 (650–80 cm) a v metrážích 10,8–11,3 m ve vrtu HL2. Poměrně časté, i když relativně méně početné, jsou i nálezy schránek brachiopodů a serpulidů, občas se vyskytují i rybí zuby a otolity, výjimečným byl nálezkoloniových korálů ve vrtu HL1 (metráž 10,40 m).

Hojný výskyt ostnokožců a přítomnost ramenonožců rovněž svědčí o mořském prostředí s normální salinitou.

Závěr

Dominance celoporidních druhů indikuje velice teplé a velmi mělkovodní prostředí (Zágoršek – Holcová 2005). Naproti tomu hojný výskyt rodu *Reteporella* je charakteristický pro chladnější prostředí se zvýšenou energií vody (McKinney – Jackson 1989). Společný výskyt těchto druhů může znamenat dynamické proudění v sedimentačním prostoru a přínos chladnějších vod z hlubších částí bazénu.

Podobný jev smíšených společenstev byl pozorován rovněž v asociacích foraminifer, kdy se spolu s teplomilnými a mělkovodními druhy vyskytovaly druhy chladnomilnější, obývající hlubší vody. Předpokládáme, že chladnomilnější druhy byly přineseny proudy z místa jejich primárního výskytu a v mělkém prostředí, výše energetickém, byly transportem jejich schránky poškozeny.

Poděkování

Práce je součástí projektu GAČR 205/09/0103 a projektu GAČR TOP/08/E014. Poděkování rovněž náleží projektu EU Barrante I, který spolufinancoval zakoupení SEM Hitachi S-3700N.

Literatura

- Cicha, I. – Rögl, F. – Rupp, Ch. – Čtyroká, J. (1998): Oligocene–Miocene foraminifera of the Central Paratethys. – *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 549, pp. 325. Frankfurt a. M.
- David, L. – Pouyet, S. (1974): Revision des Bryozoaires Cheilostomes miocenes du Bassin de Vienne (Autriche). – *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, 60: 83–257.
- Hayward, P. J. – Ryland, J. S. (1998): Cheilostomatous Bryozoa. Part 1. Aeteoidea – Cribrillinoidea. – In: Barnes, R. S. K. – Crothers, J. H. (eds): *Synopses of the British Fauna (New Series)*, 10, Academic Press, London, pp. 366.
- Hayward, P. J. – Ryland, J. S. (1999): Cheilostomatous Bryozoa. Part 2. Hippothooidea – Celleporoidea. – In: Barnes, R. S. K. – Crothers, J. H. (eds): *Synopses of the British Fauna (New Series)*, 14, Academic Press, London, pp. 416.
- Holcová, K. – Zágoršek, K. (2008): Bryozoa, foraminifera and calcareous nannoplankton as environmental proxies of the “bryozoan event” in the Middle Miocene of the Central Paratethys (Czech Republic). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 267, 216–234.
- Jašková, V. (1998): Nově objevené miocénní lokality na Prostějovsku. – *Přírodovědné studie Muzea Prostějovska*, 1, 133–139. Prostějov.
- McKinney, F. K. – Jackson, J. B. C. (1989): *Bryozoan Evolution*. – Unwin Hyman, Boston. pp. 238.
- Moissette, P. (1988): Faunes de Bryozoaires du Messinien d'Algerie Occidentale. – *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, 102, pp. 351.
- Murray, J. (2006): *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. – Cambridge University Press. pp. 426.
- Reuss, A. E. (1874): Die fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns. – *Denkschr. k. Akad. Wissensch., math.-nat. Cl.*, 33, 1, 141–190.
- Schmid, B. (1989): Cheilostome Bryozoen aus dem Badenien (Miozan) von Nussdorf (Wien). – *Beitr. Palaont. Osterr.*, 15, pp. 101.
- Vávra, N. (1977): Bryozoa tertiaria. – In: Zapfe, H. (ed). *Catalogus Fossilium Austriae – Heft, Vb/3*, pp. 189.
- Zágoršek, K. (2003): Eocene Bryozoa from Waschberg Zone (Austria). – *Beiträge für Paläontologie*, 28, 101–263.
- Zágoršek, K. – Holcová, K. (2005): A bryozoan and foraminifera association from the Miocene of Podbrezice, south Moravia (Czech Republic): an environmental history. – In: Moyano, H. G. – Cancino, J. M. – Wyse Jackson, P. N. (eds): *Bryozoan Studies 2004*, Taylor & Francis Group, London, 383–396.

LOWER SARMATIAN FORAMINIFERA FROM MARGINAL MARINE ENVIRONMENTS IN THE MALACKY VICINITY (VIENNA BASIN)



Adriena Zlinská¹, Natália Hudáčková², Ivana Koubová²

¹State Geological Institute of Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovak Republic; e-mail: adriena.zlinska@geology.sk

²Department of Geology and Palaeontology, Faculty of Science, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovak Republic, e-mail: hudackova@fns.uniba.sk

Key words: Vienna Basin, Sarmatian, Foraminifera

Abstract

V slovenskej časti Viedenskej panvy boli z vrstiev situovaných v oblasti Malaciek, Perneka, Kuchyne a Stupavy študované sarmatské foraminifery (vrchný seraval – 12,7–11,6 mil. rokov). Z ílovitých a siltových sedimentov boli štandardnými laboratórnymi metódami získané spodnosarmatské foraminifery biozón *Ammonia vienensis*, *Anomalinoidea badenensis* a veľkých elfidií s typickým druhom *Elphidium reginum* d'Orbigny.

Foraminifery boli podrobené štatistickým analýzám a sú typické pre plytkovodné prostredie.

Introduction

Area studied in the scope of this paper (Malacky surroundings) is situated in the mid west of the Slovakian part of the Vienna Basin, the area with the greatest density of oil wells (Fig. 1). In the paper there are presented results of the study of the Sarmatian (Upper Serravallian – 12,7 to 11,6 Ma), focused on its lower part. Material originate from the well cores MZ 93, MZ 34, MZ 68, MZ 26, MZ 55, M 1, MZ 87 drilled by Nafta a.s. oil company, the ZNV 11, ZNV 12 drilled by State Geological Institute of Dionýz Štúr and JV5, JV19, JV8, drilled by EQUIS Ltd. The studied wells are situated in the centre of mentioned area; in the Malacky town vicinity and two wells are situated on the Malé Karpaty foothill, near the Pernek village.

Methods

Standard laboratory methods were used for the fossil separation. Approximately 200 gr of the sediment for each sample were soaked in diluted hydrogen peroxide, washed under running water and wet sieved over the two sieves, which the upper one had meshes in 0,71 mm in diameter and the bottom one 0,071 mm. Foraminiferal tests were determinate under stereoscope microscope and scanned by SEM microscope for detail study of the test wall. For the paleoecological interpretations the dominance diagrams, equitability, counting of diversity indices (Simpson's, Fisher α) was used. The multidimensional statistical methods as Cluster analysis and PCA analysis were also employed. Statistical analysis were processed by computer programs Past, POLPAL and Statistica.

Results

The Sarmatian sediments in the studied area consists of clays, and silts with sandy layers, the sediments are sometimes bioturbated.

The studied sediments contained foraminiferal shells typical for Lower Sarmatian. One of the most abundant species was the leading one for the Lower Sarmatian, *Elphidium reginum* d'Orbigny accompanied by *Anomalinoidea dividens* Lucz., *Articulina sarmatica* (Karrer) and *Sarmatiella moldaviensis* Bogd. as well. The assemblages here generally dominated by elphidiids and ammonias, which are opportunistic and generally live in sediment as epifaunal or infaunal dwellers (Murray 1991, Hayward et al. 1997). Based on statistical methods we could identify foraminiferal assemblages typical by dominance of species *Ammonia/Elphidium* (A/E), *Ammonia/Haynesina* (A/Hy), *Ammonia* (A), large elphidia (LE), *Anomalinoidea badenensis/dividens* (Ab) and assemblage dominated by small miliolides (sM). The most conspicuous assemblages are those with highest dominance of *Ammonia* and *Elphidium* genera. The most dominant species herein, ammonias, are mostly detritivorous, living in eutrophic conditions, and sometimes even surviving short dysoxic events (Murray 2006). The elphidiids are herbivores but they may be in some cases detritivorous also. The elphidiids generally are characterized by two morphologies: some possess the peripheral keel, others have rounded peripheries. The first named are mostly herbivorous, epifaunal dwellers preferring sandy sediment, occurring in shallow marine environments with warm to temperate and normal to hypersaline (35–70 ‰) waters (Murray 2006). In the studied assemblages, the keeled morphotypes highly prevail in the lower parts of the studied well cores; the rounded elphidiids prevail in their upper parts. Other abundant species constitute almost all assemblage in some samples are thus from the genus *Anomalinoidea*. The *Anomalinoidea* presupposed the adaptation to the planktic or pseudoplanktic way of life, which requires a certain depth of water (Filipescu 2004). The last identified assemblage consists of small mi-

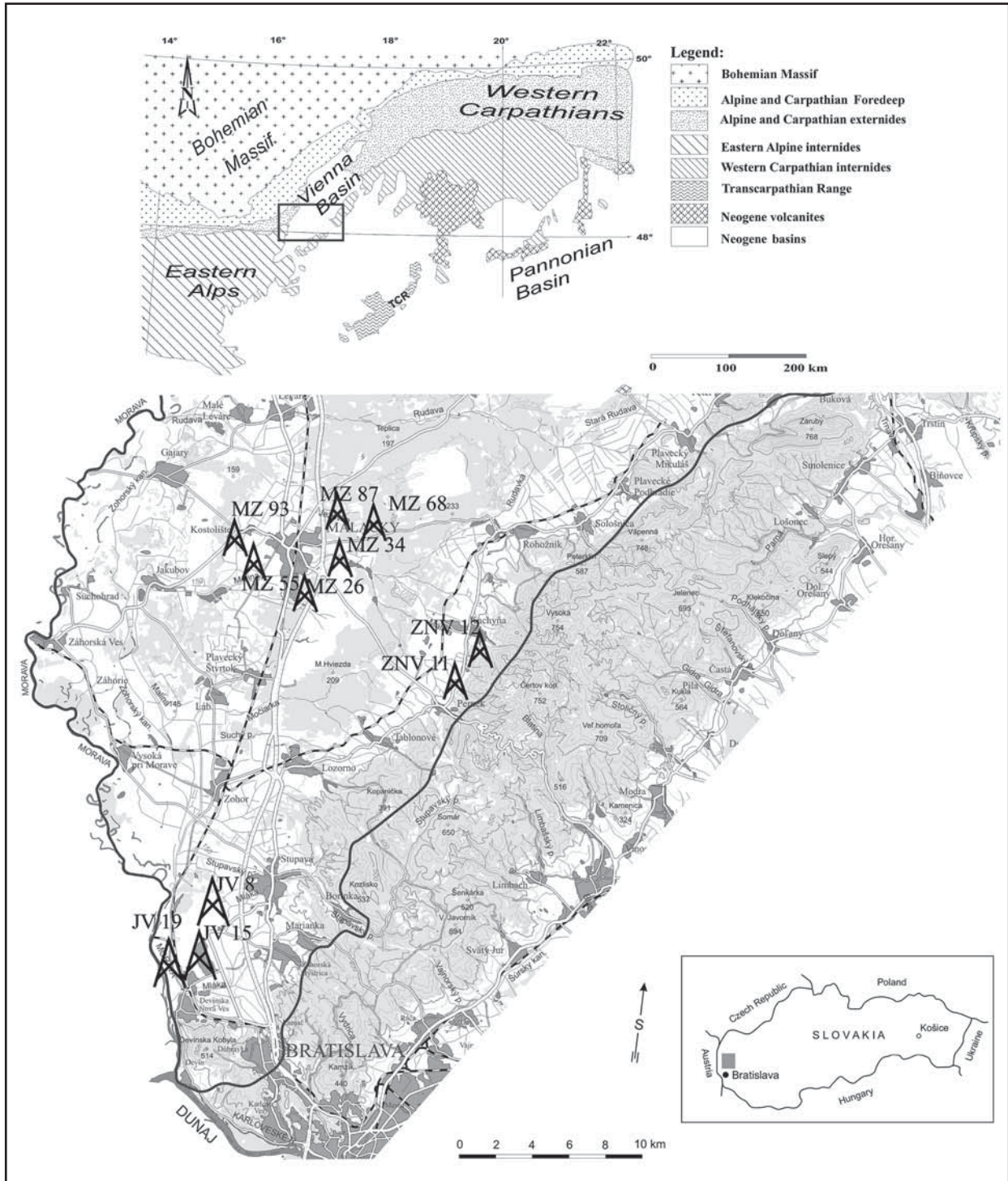


Fig. 1: Locality and positions of the studied wells.

liolide taxa, which obviously live in sandy to silty marginal environs, preferring climbing on algae and mostly tolerate hypersaline water (Gandhi 2004, Murray 2006).

In the sediment of various core depths we could identify foraminiferal zones following Grill (1941) concept:

Ammonia vienensis (impoverished zone) Zone proved in wells MZ 93 – (?1045, 1054 m), MZ 26 – (1053 m), MZ 87 (?1048,6–1032 m),

Ammonia vienensis Zone: MZ 93 (867,5–866,0 m), MZ 55 (867–856,33 m), MZ 87 ?1048,6m, MZ 87 (864–857,1 m), MZ 26 (860,3–872,15 m),

Anomalinoidea badenensis Zone: – MZ 93 (858–863,5 m), MZ 26 (859,9–856,4 m), MZ 26 (873,7–874,45 m).

Large elphidia Zone: MZ 93 (1032,6–1030,1 m), MZ 87 (1032–865,9 m), MZ 26 (1050,3–1045,3 m), MZ 26 (854,9–854,3 m), MZ 34 (1025–1031 m), MZ 34 (1031–1035 m), ZNV 11 (7,0–12,4m), ZNV 12 (1,5–2,9 m).

Conclusion and discussion

Foraminiferal associations of the biozones (*Ammonia*, *Anomalinoidea dividens* and *Elphidium reginum*) identified in the sediments of the studied wells are typical

for the shallow water environment of the various salinities. Obviously those zones are linked to the stratigraphy, but in the studied material they are alternating, and more than stratigraphy, they mirror changes of the environmental factors. In the some parts of the cores, the association dominated by small miliolids occurs, more typical for the Middle/Upper Sarmatian. Nevertheless, we can suppose the Lower Sarmatian age of the studied sediments, on the basis of occurrence of *Elphidium reginum* d'Orbigny with the very rare presence of the younger elphidia as *Elphidium hauerinum* (d'Orb.).

The alternating foraminiferal assemblages of the lowermost Sarmatian: *Ammonia/Elphidium* (A/E) and *Ammonia/Haynesina* (A/Hy) document very shallow water lagoon of nearly marine salinity. The association of the large elphidia (LE) document deeper water, well aerated, meio – oligotrophic environs. In the more central part of the studied area, the deeper water area (more than 10 m) with sea floor probably covered by brown algae

with oxygen deficit was documented. Those places were occupied by the foraminiferal oligoassociations of the genus *Anomalinoidea* or by assemblages with its distinct predominance. Sediments here was developed in slightly deeper water environment, than those of large elphidia (LE) association. Association of *Ammonia*, occurring very often in the studied material, is probably a pioneering association in the area of water flooding, rich in nutrient supply in close succession with the appearance of representatives of the genus *Anomalinoidea*.

Upper part of Lower Sarmatian sediments studied in the scope of this paper contain foraminiferal association with small miliolids (sM), typical for very shallow water environment (up to 1m depth) of normal marine, intermediate or hyper saline marshes overgrown with grass.

The associations of *Ammonia*, *Ammonia/Elphidium* and small miliolids are alternating in the marginal parts depending of the nutrient and water supply.

References

- Filipescu, S. (2004): *Anomalinoidea dividens* bioevent at the Badenian/Sarmatian boundary – a response to paleogeographic and paleoenvironmental changes. – *Studia Univ. "Babes-Bolyai", Geologia*, XLIX/2, 21–26. Cluj-Napoca.
- Gandhi, M. S. (2004): Distribution of certain parameters and foraminiferal distribution in the depositional environment of Palk Strait, east coast of India. – *Indian Journal of Marine Sciences*, 33 (3), 287–295.
- Grill, R. (1941): Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. – *Oel u. Kohle* 37, 595–602. Berlin.
- Hayward, B. W. – Grenfell, H. R. – Pullin, A. D. – Reid, C. – Hollis, C. J. (1997): Foraminiferal associations in the upper Waitemata Harbour, Auckland. – *New Zealand J. R. Soc. N.Z.* 27, 21–25.
- Murray, J. W. (1991): Ecology and paleoecology of benthic Foraminifera. 1–397, Longman Scientific & Technical. London.
- Murray, J. W. (2006): Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. 1–426, Cambridge University Press.

MEZOZOIKUM

MESOZOIC

FORAMINIFEROVÁ FAUNA OXFORDSKÝCH VÁPENCŮ NA ŠVÉDSKÝCH ŠANCÍCH U BRNA

Foraminifer fauna of the Oxfordian limestones of Švédské šance near Brno

Miroslav Bubík

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

(24–43 Šlapanice)

Key words: Bohemian Massif, Carpathian Foredeep, Miocene, Oxfordian, Foraminifera

Abstract

From the excavations near the classical Jurassic locality Švédské šance (Schwedenschanze) in Brno-Slatina, foraminifer fauna was extracted by dissolution of limestone in 80% acetic acid. 20 species of foraminifers were identified and some species are discussed. Representatives of genera *Spirillina*, *Trocholina* and *Paalzowella* highly dominate the taphocoenoses. The foraminifers indicate the Middle Oxfordian age.

Úvod

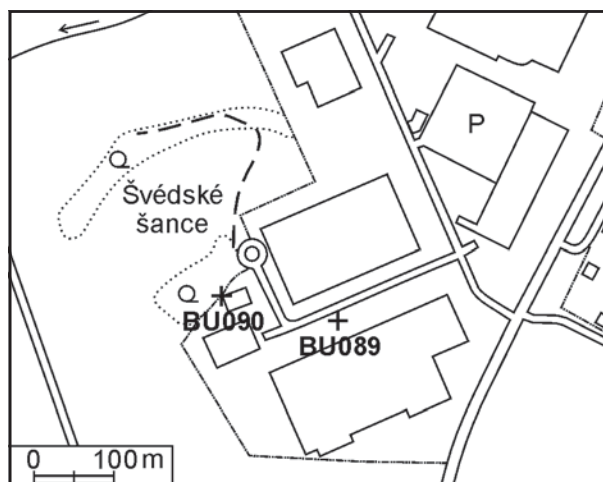
Relikty svrchnojurských vápenců na v. okraji Brna jsou denudačními zbytky karbonátové platformy, která lemovala jv. okraj Českého masivu (Adámek 2005). Švédské šance (resp. Schwedenschanze, Švédská šance, Švédské valy) v Brně-Slatině patří ke klasickým lokalitám brněnské jury, odkud pocházejí bohaté sběry makrofauny oxfordu. Celkem bylo z lokality popsáno kolem 130 druhů hub, břichonožců, mlžů, ramenonožců, loděnek, amonitů, belemnitů, ježovek, lilijic a zubů ryb, žralokovitých a plazů (Uhlig 1881, Oppenheimer 1907, Kuboš 1982). Foraminiferová fauna lokality nebyla dosud studována. Jediné publikované poznatky o foraminiferách jury z širšího okolí Brna pocházejí z nedaleké jury blanenského prolomu od Olomučan (Uhlig 1881, Hanzlíková – Bosák 1977).

Materiál a metodika

Lomy na Švédských šancích v Brně-Slatině sloužily v druhé polovině 20. století jako deponie slévarenských písků a byly zcela zasypány. Několik desítek let nebyl na klasické lokalitě jury přístup k horninovému materiálu. V roce 2007 se v těsném okolí elevace Švédských šancí objevily rozsáhlé výkopy a zářezy v souvislosti s výstavbou průmyslových hal. Odkryvy umožnily dokumentaci, vzorkování a sběr mikrofauny i makrofauny na dvou dokumentačních bodech v blízkosti dosud zcela zavezené klasické lokality (viz obr. 1):

dokumentační bod (dále d. b.) BU089. Plochý odkryv skalního vápencového podkladu na povrchu místy se zvětralinovým reziduem vápence – žlutavým karbonátovým pískem (vzorek 2/07) překrytý navětralými zelenošedými vápnatými jíly – „tégly“ s cicváry (vzorek 3/07).

d. b. BU090. Asi 4 m vysoký zářez v masivních šedých vápencích se zbytky krinoidů a 75cm horizontem s hojnými hlízkami tmavošedých a bělavých rohovců. Vápence jsou

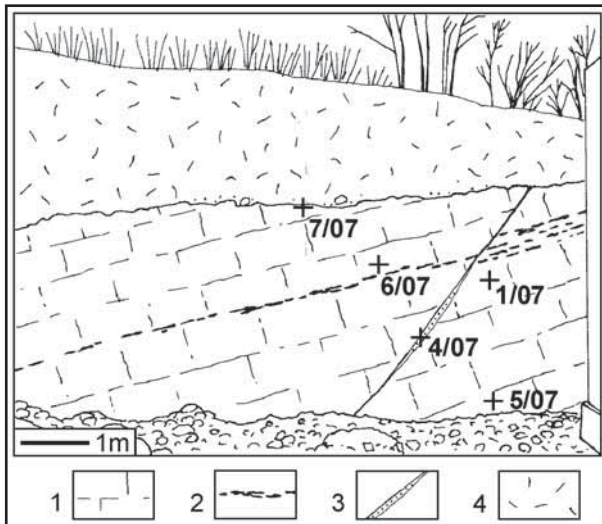


Obr. 1: Situace studovaných odkryvů na Švédských šancích v Brně-Slatině.

Fig. 1: Situation of the studied outcrops at Švédské šance in Brno-Slatina.

brekciovitě v důsledku křehké tektonické deformace. Jsou porušeny zlomem 263/50 s rýhováním 220/41 a s výplní žlutavého karbonátového rezidua (vzorek 4/07). Vrstvenatost vápenců se uklání k západu (253/30). Z profilu o pravé mocnosti 560 cm byly odebrány 4 vzorky vápenců na extrakci mikrofauny acetolýzou (obr. 2). Relativně chudá makrofauna (2 amoniti, 3 mlži, 2 brachiopodi) byla sebrána v suti podél zářezu a v rýhách v jeho sousedství. Vápence jsou překryty navázkou deponie. Asi 30 m dále k SV leží na vápencích šedozelené vápnaté jíly („tégly“) a ještě dále fluviální sedimenty pleistocénu popsané Nehybou et al. (2008).

Na začátku zemních prací byly odkryty bohaté akumulace velkých ústřic v badenských vápnatých jílech



Obr. 2: Švédské šance – zářez BU090 s vyznačením odebraných vzorků. 1 – masivní vápence s krinoidy, 2 – hlízy rohovců, 3 – žlutavý písek vyplňující zlom, 4 – navážka.

Fig. 2: Švédské šance – construction cut BU090 with indicated samples. 1 – massive limestone with crinoids, 2 – chert nodules, 3 – yellowish sand filling the fault, 4 – dump.

(A. Přichystal, ústní sdělení) v roce 2007 již nepřístupné nebo odtěžené.

Z vápenců byla získána mikrofauna pomocí acetolýzy v 80% kyselině octové metodou popsanou Lirerem (2000) a vyplavena na sítích 0,063 mm v mikropaleontologické laboratoři České geologické služby v Brně. Dokladové vzorky hornin a získaná mikrofauna jsou uloženy v hmotné dokumentaci ČGS v Brně.

Výsledky

Mikrofauna vápenných jílu badenu

Výplav z vápenného jílu (vzorek 3/87) obsahoval bohatou foraminiferovou faunu s převahou planktonu. Ostatní skupiny se vyskytly jen ojediněle (ostrakodi *Henryhowella* sp., ostny ježovek, zbytky ryb). Plankton byl zastoupen druhy *Orbulina suturalis* Brönn., *Globigerinoides trilobus* Rss., *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. concinna* Rss., *G. tarchanensis* S. et Ch., *Obandyella bykovae* (Ais.), *O. transsylvanica* (Pop.), *Paragloborotalia mayeri* (C. et E.), *Globigerinita uvula* (Ehr.) aj. Diverzifikovaný bentos repre-

zentovaly hojné lentikuliny – např. *Lenticulina echinata* (Sold.), *L. inornata* (d'Orb.), *L. claudinae* Mol., *L. dicampyla* Franz., *L. calcar* L., *L. reussi* (Haq.) – dále *Marginulina hirsuta* d'Orb., *Vaginulina legumen* (L.), *Vaginulinopsis pedum* (d'Orb.), *Neugeborina longiscata* (d'Orb.), *Bolivina antiqua* d'Orb., *B. dilatata* Rss., *Uvigerina macrocarinata* P. et T., *Lapugyina schmidi* Pop., *Angulogerina esuriensis* Horn., *Stilostomella adolphiana* (d'Orb.), *S. consobrina* (d'Orb.), *Cibicidoides pachyderma* (Karr.), *C. austriacus* (d'Orb.), *Melonis pompilioides* (F. et M.), *Fontbotia wuellerstorfi* (Schw.), *Nonion commune* (d'Orb.), *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.), vzácně i aglutinované druhy *Karrieriella chilostoma* (Rss.), *Martinottiella karreri* (Cush.) a *Spirorutilus carinatus* (d'Orb.).

Mikrofauna žlutavých reziduí jurských vápenců

Výplavy ze žlutavých karbonátových písků, které lze považovat za zvětralinové reziduum jurského vápence (vzorky 2/07 a 4/07) obsahovaly rekrystalované a korodované mikrofosilie s převahou jehlic hub. Vzorek 2/07 obsahoval vedle rekrystalovaných jedinců *Spirillina* sp. i příměs miocenních planktonických foraminifer *Obandyella bykovae*, *Globigerinita* cf. *uvula* a *Globigerinoides* sp. Ve vzorku 4/07 byly zjištěny ojediněle jurské foraminifery *Spirillina* cf. *gracilis*, *S. cf. kuebleri*, *Trocholina nodulosa* a *Paalzowella feifeli*. V obou vzorcích je podíl foraminifer v tafocenóze jurských mikrofosilií kolem 10% a zbytek tvoří jehlice hub, elementy ostnokožců a prizmata mlžů.

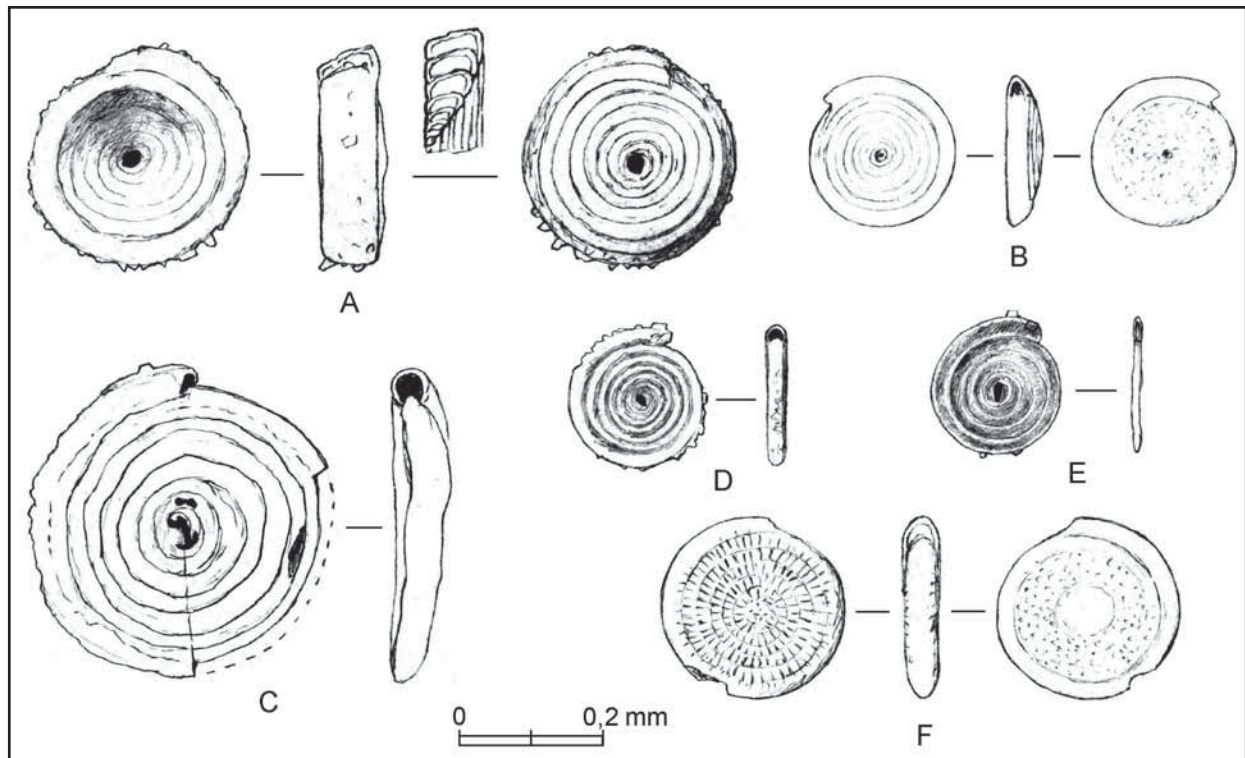
Mikrofauna extrahovaná z vápenců acetolýzou

Rezidua vápenců ze zářezu BM090 získaná acetolýzou obsahovala relativně hojnou foraminiferovou faunu vyjma vzorku 5/07, který obsahoval výhradně úlomky mechovek (tab. 1). U ostatních vzorků činí podíl foraminifer v tafocenóze 58 až 69%. Zachování schránek je různé, od zcela rekrystalovaných se stěží „čitelnou“ morfologií, přes korodované nebo krystalově dorostlé až po schránky se zachovalou jemnou skulpturou povrchu. Ve společenstvu zcela převládají zástupci rodů *Spirillina*, *Trocholina* a *Paalzowella*. Ostatní druhy jsou vzácné až akcesorické. Druhová četnost se pohybuje mezi 11 a 17.

vzorek	<i>Spirillina andreae</i>	<i>Spirillina concava</i>	<i>Spirillina</i> cf. <i>gracilis</i>	<i>Spirillina kuebleri</i>	<i>Spirillina radiata</i>	<i>Spirillina</i> aff. <i>tenuissima</i>	<i>Spirillina</i> spp.	<i>Trocholina granulata</i>	<i>Trocholina nodulosa</i>	<i>Trocholina</i> aff. <i>solecensis</i>	<i>Trocholina</i> spp.	<i>Paalzowella feifeli feifeli</i>	<i>Paalzowella feifeli seiboldi</i>	<i>Paalzowella turbinella</i>	<i>Lenticulina hebetata</i>	? " <i>Discorbina</i> " <i>karreri</i>	<i>Glomospira variabilis</i>	? <i>Nautiloculina oolithica</i> juv.	? <i>Nodosaria ornata</i>	<i>Quinqueloculina?</i> sp.	Foraminifera celkem	Bryozoa	Porifera	Ostracoda	Crinoidea	Echinoidea	Bivalvia
7/07	12	6	12	6	1		9	7	8	1	4	6	3		1		1	1	1	2	81	1	22	2	21	13	
6/07	14	4	36	18	1		17	16	10			28	2	1							147	6	38		14	7	2
1/07	14	12	13	9	2	1	13	3	2	4	1	10	5		2	1					92	1	37	2	13	3	3
5/07																						13					

Tab. 1: Distribuce mikrofauny v odkryvu d. b. BU090, Švédské šance.

Tab. 1: Distribution of the microfauna in the outcrop d. b. BU090, Švédské šance.



Obr. 3: Zástupci rodu *Spirillina* z vápenců na Švédských šancích: A – *Spirillina andreae* (vzorek 6/07), B – *Spirillina concava* (vzorek 1/07), C – *Spirillina* cf. *gracilis* (vzorek 6/07), D – *Spirillina kuebleri* (vzorek 6/07), E – *Spirillina* aff. *tenuissima* (vzorek 1/07), F – *Spirillina radiata* (vzorek 7/07).

Fig. 3: Representatives of the genus *Spirillina* from the limestone of Švédské šance: A – *Spirillina andreae* (sample 6/07), B – *Spirillina concava* (sample 1/07), C – *Spirillina* cf. *gracilis* (sample 6/07), D – *Spirillina kuebleri* (sample 6/07), E – *Spirillina* aff. *tenuissima* (sample 1/07), F – *Spirillina radiata* (sample 7/07).

Poznámky ke zjištěným jurským druhům foraminifer (* – druhy nové pro brněnskou juru)

Glomospira variabilis (ex *Cornuspira variabilis* Kübler et Zwingli 1870)*
Poprvé popsána z oxfordu Švábska.

Spirillina andreae Bielecka, 1960*; obr. 3A
Poprvé popsána z oxfordu krakovsko-czenstochovské jury. Stratigrafický rozsah v polské juře je nejvyšší spodní až střední oxford (Bielecka 1981).

Spirillina concava (ex *Cornuspira concava* Gümbel 1870)*; obr. 3B
Poprvé popsána ze svrchního bajocu pařížské pánve. Charakteristickým znakem je nízce trochospirální schránka.

Spirillina cf. *gracilis* Terquem, 1886; obr. 3C
Relativně velká schránka (až 0,44 mm) je charakteristická nepravidelnými závitě, projevujícími se zvlněním spirálního švu. Jedinci ze Švédských šancí jsou korodováni, takže nelze pozorovat jemné póry uváděné v typovém popisu druhu. Z jury Olomučan vyobrazili tento druh Hanzlíková – Bosák (1977) jako *Ammodiscus rosanovi* Zalessky. Patrně identický druh vyobrazuje Bielecka (1981) z vyššího spodního až nižšího svrchního oxfordu Polska jako *Spirillina polygyrata* (Gümbel). Podle typového popisu má *S. polygyrata* větší počet závitů a větší průměr schrán-

ky (1 mm). Typový materiál *S. gracilis* pochází z nižšího oxfordu francké jury v Bavorsku.

Spirillina kuebleri Mjatljuk, 1953*; obr. 3D
Poprvé popsána ze spodního oxfordu Tatarské republiky v Rusku a oxfordu až kimmeridže Švýcarska.

Spirillina radiata Terquem, 1886*; obr. 3F
Poprvé popsána ze střední jury Polska. Bielecka (1981) uvádí stratigrafický rozsah svrchní bajoc?, bath–kelloway. Díky charakteristické skulptuře nezaměnitelný druh.

Spirillina aff. *tenuissima* Gümbel, 1862*; obr. 3E
Jedinec ze Švédských šancí se podobá *S. tenuissima* velmi pomalým růstem šířky závitů, ale liší se podstatně menší velikostí a laterálně oploštěnými závitě jako u *S. infima* (Strickland). Vzhledem k nedostatku materiálu nelze rozhodnout, nakolik jde o juvenilního a deformovaného jedince.

Spirillina spp.
Kromě špatně zachovalých neurčitelných jedinců byly pod tímto označením zahrnuty i neurčené druhy, odlišné od výše uvedených.

Trocholina granulata Cordey, 1962
Poprvé popsána ze svrchního oxfordu ostrova Skye (Skotsko).

Trocholina nodulosa Seibold et Seibold, 1960
Poprvé popsána ze svrchní jury severního Německa. *T. nodulosa* je široce rozšířený druh známý ze spodního až středního, zřídka z nejnižšího svrchního oxfordu Polské nížiny (Bielecka 1981), ze středního oxfordu Británie a oxfordu Německa (Shipp 1989).

Trocholina aff. *solecensis* Bielecka et Pożaryski, 1954
Tento druh se celkově podobá druhu *T. solecensis* z vyššího svrchního oxfordu až tithonu (Bielecka 1981), má však menší počet granulí na ventrální straně: 12 až 23 oproti 60 u holotypu *T. solecensis*.

Trocholina spp.
Kromě neurčitelných jedinců je pod tímto označením zahrnut i vysoce kuželovitý druh, který neodpovídá žádnému dosud popsanému jurskému druhu (vzorek 7/07).

Paalzowella feifeli feifeli Paalzow, 1932*
Poprvé popsána ze svrchní jury Švábska.

Paalzowella feifeli seiboldi Lutze, 1960*
Poprvé popsána ze spodního oxfordu severního Německa; vyskytuje se ve spodním až středním, řídce i nižším svrchním oxfordu Polska (Bielecka 1981).

Paalzowella turbinella Gümbel, 1862*
Poprvé popsána z nižšího oxfordu francké jury (Bavorsko); vyskytuje se ve spodním až nižším svrchním oxfordu Polska (Bielecka 1981).

Lenticulina hebetata (ex *Cristellaria hebetata* Schwager, 1865)*
Poprvé popsána ze spodního oxfordu francké jury (Bavorsko). V Severním Atlantiku zaznamenána v intervalu oxford–kimmeridž (Riegraf et al. 1984). Jedinci ze Švédských šancí jsou malí, zcela hladcí, se 7 až 9 komůrkami v posledním závitě a tupě angulární periferií.

? „*Discorbina karreri*“ Uhlig, 1881
Jediný exemplář je zachován jako poškozené karbonátové jádro schránky. Může jít o druh popsáný Rzehakem z jury Olomučan jako ?*Discorbina karreri* n. sp. Příslušnost k modernímu rodu *Discorbina* je prakticky vyloučena a zařazení vyžaduje revizi. Podobnou formu vyobrazil Haeusler (1890) pod jménem *Valvulina conica* P. et J., což je moderní druh pouze vnějškově podobný jurským jedincům. Řešení taxonomické příslušnosti těchto forem bude možné jen na základě studia topotypového materiálu Uhligova druhu.

?*Nautiloculina oolithica* Mohler, 1938*
Nalezen byl jediný juvenilní exemplář s 9 komůrkami v závitě. *N. oolithica* byla poprvé popsána z oxfordu až kimmeridže Švýcarska. V polské juře se vyskytuje ve svrchním oxfordu (Bielecka 1981).

?*Nodosaria ornata* (ex *Dentalina ornata* Terquem 1858)*
Nalezen jediný úlomek – komůrka pokrytá 12 výraznými žebry. Druh byl poprvé popsán z liasu Francie.

Quinqueloculina cf. *jurassica* Bielecka et Styk, 1966*
Zachovaná jako kalcitové jádro vězící zčásti v hornině. V Polsku, odkud byla poprvé popsána, se vyskytuje ve svrchním oxfordu až spodním kimmeridži (Bielecka 1981).

Diskuze

Foraminiferová fauna s *Trocholina nodulosa* a *Spirillina andreae* dovoluje s určitou dávkou nejistoty zařazení do středního oxfordu. *Spirillina radiata*, dosud uváděná z doggeru, má v brněnské juře patrně delší stratigrafický rozsah. Na druhé straně byla zjištěna ?*Nautiloculina oolithica*, jejíž výskyt uvádí Bielecka (1981) ve svrchním oxfordu Polska. V literatuře lze však nalézt údaje o výskytu od callovu do spodní křídy.

Pro srovnání společenstva foraminifer z Švédských šancí s dřívějšími výsledky jsou k dispozici jen tři práce. Nejsystematičtější studium provedli Hanzlíková – Bosák (1977) pomocí výbrusů z celého karbonátového vrstevního sledu v Olomučanech. Zástupci rodu *Ophthalmidium* tam tvořili 80 % foraminifer, zatímco na Švédských šancích vysoce dominují zástupci rodů *Spirillina*, *Trocholina* a *Paalzowella* a *Ophthalmidium* chybí. Nepochybným společným prvkem obou faun je jediný druh (*Spirillina* cf. *gracilis*). Tento výsledek bude nezbytně ověřit na výbrusech vápenců ze Švédských šancí. Je totiž možné, že během acetolýzy jsou rozpuštěny některé typy schránek. O foraminiferách olomučanské jury přinesl první informace již Uhlig (1881). Uvádí 6 druhů (z toho 4 nové): *Dimorphina* sp., *Globulina laevis* Schwager, *Textilaria scyphiphila* n. f., *Planorbulina reussi* n. f., *Discorbina vesiculata* n. f., *Discorbina(?) karreri* n. f. K poslednímu uvedenému druhu patří snad i jeden exemplář ze Švédských šancí (viz výše). Uhlig se nezmiňuje o metodice, jeho materiál však tvoří volné schránky větších rozměrů a zřejmě představují hrubší velikostní frakci tafocenózy. Z jury blízkého okolí Brna uvádí foraminifery Kuboš (1982). Ve výbrusech vápenců z lomu na Hádech zjistil rody *Ophthalmidium*, *Nodosaria*, *Lenticulina*, *Spirillina* a *Bolivina*. Tato fauna se zdá být bližší fauně Olomučan než Švédských šancí.

Bez zajímavosti není ani fauna vápnitých jíhlů spodního badenu, které místy leží na jurských vápencích. Liebus (1926) zmiňuje některé druhy foraminifer z vápnitých jíhlů na Švédských šancích a na jejich základě provedl jednu z prvních paleobatyometrických interpretací foraminifer u nás. Hloubku moře odhaduje mezi 300 a 700 m. Dnešní interpretace by byla strážlivější. Společenstvo (viz výše) neobsahuje vysloveně mělkovodní prvky a jsou přítomny i aglutinované druhy. Na druhou stranu chybí křemité mikrofosílie (spikuly hub, radiolarie, diatomy) charakteristické pro nejhlubší facie v předhlubni. Mikrofauna ukazuje na přechodnou zónu mezi sublitorálem a bathyálem, což by odpovídalo hloubce kolem 200 m.

Závěr

Výsledky rozpouštění jurských vápenců z lokality Švédské šance prokázaly, že metodika Lirera (2000) dovoluje získat relativně dobře zachovalé schránky vápnitého foraminiferového bentosu. Srovnání s foraminiferovými

faunami Olomučan a Hád studovanými dřívějšími autory z výbrusů ukázalo velké rozdíly ve složení společenstev. Nelze vyloučit, že došlo k selektivnímu rozpuštění miliolidů při acetolýze, což bude nutno ověřit na výbrusech. Foraminifery dovolují předběžné zařazení do středního oxfordu, což je v rozporu s dřívějším zařazením amonitové fauny k zóně bimammatum svrchního oxfordu (Oppenheimer 1907).

Poděkování

Mikropaleontologické vyhodnocení vzorků bylo provedeno v rámci základního geologického mapování 1:25 000 brněnské aglomerace (č. ú. 390003).

Literatura

- Adámek, J. (2005): The Jurassic floor of the Bohemian Massif in Moravia – geology and paleogeography. – Bull. Geosci., 80, 4, 291–305. Praha.
- Bielecka, W. (1981): Rząd Foraminiferida Eichwald, 1830. In: Malinowska, L. (ed.): Budowa geologiczna Polski. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. 2b: Mezozoik. Jura., 291–327, 180 pls., Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Haeusler, R. (1890): Monographie der Foraminiferen-Fauna der schweizerischen Transversarius-Zone. – Abh. schweiz. paläont. Gesellsch., 17, 1–134.
- Hanzlíková, E. – Bosák, P. (1977): Microfossils and microfacies of the Jurassic relict near Olomoučany (Blansko district). – Věst. Ústř. Úst. geol., 52, č. 2, 73–79. Praha.
- Kuboš, I. (1982): Paleontologické nálezy jury a miocénu na Hádech u Brna a jejich vyhodnocení. – MS diplomová práce, Katedra geol. a paleontol. Přírodověd. fakulty Univerzity J. E. Purkyně, 122 str., Brno.
- Liebus, A. (1926): Krátká zpráva o fauně foraminifer z miocénového téglu Švédské šance u Brna. – Čas. Vlast. spolku mus., 37, 43–44. Olomouc.
- Lirer, F. (2000): A new technique for retrieving calcareous microfossils from lithified lime deposits. – Micropaleontology, 46, 4, 365–369. New York.
- Nehyba, S. – Kirchner, K. – Mackovčín, P. – Demek, J. (2008): Sedimentárně-petrografické studium neogenních a pleistocenních sedimentů v oblasti Brno-Švédské šance. – Geol. výzk. Mor. Slez. v roce 2007, 31–35. Brno.
- Oppenheimer, J. (1907): Der Malm der Schwedenschanze bei Brünn. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients, 20, 221–271. Wien.
- Riegraf, W. – Luterbacher, H. – Leckie, R. M. (1984): Jurassic foraminifers from the Mazagan Plateau, Deep Sea Drilling Project Site 547, Leg 79, Off Morocco. – In: Hinz, K. – Winterer, E. L. et al.: Init. Repts DSDP, 79, Washington.
- Shipp, D. J. (1989): Jurassic. – In: Jenkins, D. G. – Murray, J. W. (eds): Stratigraphical atlas of fossil Foraminifera. Ellis Horwood Limited, 125–272. Chichester.
- Uhlig, E. (1881): Die Jurabildungen in der Umgebung von Brünn. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients, 11–182. Wien.

NOVÝ VÝSKYT ANTONÍNECKÉHO SOUVRSTVÍ U KOZOJÍDEK (BĚLOKARPATSKÁ JEDNOTKA)

New occurrence of the Antonínek Formation near Kozojídky (Bílé Karpaty Unit)

Miroslav Bubík¹, Michal Vachek²

¹ Česká geologická služba, pobočka Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: miroslav.bubik@geology.cz

² Ministerstvo zemědělství – Pozemkový úřad Hodonín, Bratislavská 1/6, 695 01 Hodonín; e-mail: Michal.Vachek@mze.cz

(35–11 Veselí nad Moravou)

Key words: Outer Western Carpathians, Bílé Karpaty Unit, Maastrichtian, Antonínek Formation, Foraminifera

Abstract

In the frontal part of the Bílé Karpaty Unit the Upper Cretaceous sediments of the Antonínek Formation were observed in excavation for pond near Kozojídky village. The strata consist of medium to thick rhythmic turbidites composed of poorly sorted silty sandstones, siltstones and calcareous clays, intercalated with rare turbidite layers of limestone mudstones. Foraminifer plankton evidenced the Maastrichtian age of strata. The new find indicates the tectonic slice of the Antonínek Formation not detected during previous geological survey.

Flyšové sedimenty antoníneckého souvrství u Kozojídek byly na základě planktonických foraminifer zařazeny do vyššího spodního až svrchního maastrichtu. Z hlediska litologie a sedimentologie mají tyto sedimenty řadu shodných znaků s antoníneckým souvrstvím ve vrtu Blatnice M-1 poblíž typové lokality. Oproti geologické situaci zachycené v geologické mapě 1 : 50 000 (Vůjta – Havlíček 1992) terénní pozorování prokázala, že okrajový zlom hradištského příkopu probíhá západněji, po pravém břehu toku Kozojídky. Na v. okraji příkopu je v bělokarpatském příkrovu začleněna tektonická šupina antoníneckého souvrství v obdobné pozici jako v typové oblasti u Blatnice.

Úvod

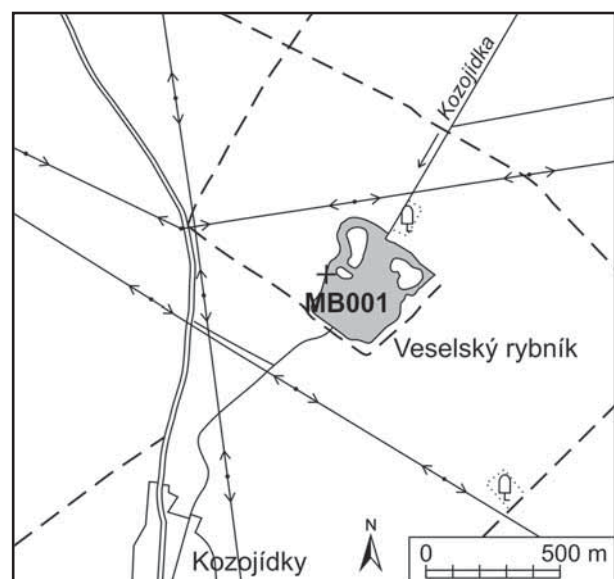
Svrchnokřídové antonínecké souvrství bylo popsáno jako součást hluckého vývoje bělokarpatské jednotky, která je součástí magurské skupiny příkrovů (Stráník et al. 1995). Charakteristickým rysem souvrství je přítomnost vápenců a slínovců vkládajících se do středně až hrubě rytmického flyše s převahou jílovců a prachovců. Litologicky se do jisté míry podobá svodnickému souvrství, na druhou stranu není známo jeho podloží ani nadloží a jeho postavení v hluckém vývoji je problematické. Antonínecké souvrství se vyskytuje v tektonických šupinách a krách při čele bělokarpatského příkrovu. V pozdějších pracích je souvrství vyčleněno z vrstevního sledu hluckého vývoje (Bubík 1995) a šupinám je přiznáno nejisté postavení v bělokarpatském příkrovu (Švábenická et al. 1997).

Antonínecké souvrství bylo poprvé popsáno ve dvou izolovaných tektonických krách na Svatém Antonínku (typová lokalita) a Kobylí hlavě u Blatnice. Dále bylo souvrství zjištěno v podloží neogénu hradištského příkopu ve vrtu PVN-10 mezi Blatnicí a Uherským Ostrohem. Nejjižnější povrchový výskyt je na návrší Staré hory v. od Sudoměřic. Tato nálezková zpráva přináší informace o novém povr-

chovém výskytu antoníneckého souvrství u Kozojídek asi 6,5 km jz. od typové lokality na Svatém Antonínku.

Materiál a metodika

Studované odkryvy vznikly při budování protipovodňového opatření Veselský rybník – Kozojídky financovaného protipovodňovým fondem MZ ČR. Na ploše budované nádrže byly odtěženy zeminy a část skalního podkladu do hloubky kolem 2,5 m. V listopadu 2007 byl v sz. zářezu nádrže vysokém 2,5 m a dlouhém 50 m dokumentován tektonicky porušený flyšový vrstevní sled tvořený jíly, prachovci, pískovci a ojedinělou polohou



Obr. 1: Situace studovaného odkryvu na stavbě protipovodňového opatření Veselský rybník.

Fig. 1: Situation of the studied excavation of the Veselský rybník pond under construction.

vápence (obr. 1). Pomocí GPS byla zaměřena geografická pozice: 48°55,729' N; 17°24,405' E.

Flyšové vrstvy byly v z. části překryty asi 0,5 m mocnou černozemí, která směrem k toku Kozojídky přecházela do černice až 2 m mocné. Při mikropaleontologickém studiu vzorků jílu z flyšových vrstev byla vedle fosilní mikrofauny zjištěna i příměs fragmentů subfosilních (holocenních) gastropodů, ostrakodů a oogonií parožnatků. S největší pravděpodobností pochází tato sladkovodní biota ze sedimentů zaniklého rybníka nebo mokřadu v nivě Kozojídky, které při odtěžování kontaminovaly zvětralé jíly flyše.

Vzorek vápence byl podroben acetolýze s použitím metody popsané Lirerem (2000). Vzorky byly vyplaveny na sítech 0,063 mm v mikropaleontologické laboratoři České geologické služby v Brně. Relativně bohatá foraminiferní fauna byla biostratigraficky vyhodnocena podle rozsahů uvedených v práci Premoli Silva – Verga (2004). Dokladové vzorky hornin a získaná mikrofauna jsou uloženy v hmotné dokumentaci ČGS v Brně (dokumentační bod MB001 mapového listu 35-113).

Litologie a sedimentologie

V zářezu sz. břehu budovaného rybníka (obr. 2) byl dokumentován následující vrstevní sled (odspodu do nadloží):

1) světle hnědošedý vápenný jíl přecházející do šedého slabě vápenného jílu (Te interval turbiditního rytmu a hemipelagit; vzorek BM001A),



Obr. 2: Antonínské souvrství v 2 m vysokém zářezu sz. břehu budovaného rybníka: 1 – šedý a hnědošedý vápenný jíl (vzorek BM001A), 2 – světle šedý kalový vápenec (vzorek BM001C), 3 – hrubozrnný vápenný pískovec (vzorek BM001D).

Fig. 2: Antonín Formation in the 2 m high northwestern cut of pond under construction: 1 – grey and brown-grey calcareous clay (sample BM001A), 2 – light grey limestone – mudstone (sample BM001C), 3 – coarse-grained calcareous sandstone (sample BM001D).



Obr. 3: Detail světle šedého kalového vápence, viz obr. 2.
Fig. 3: Detail of light grey limestone – mudstone, see fig. 2.

2) světle šedý šedohnědě navětralý kalový vápenec, mocnost asi 25 cm (neúplný turbiditní rytmus Td-e; vzorek BM001C),

3) světle šedohnědý hrubozrnný vápenný pískovec s prachovitou příměsí (báze turbiditního rytmu, Ta-b interval; vzorek BM001D).

V západním rohu budovaného rybníka u hráze byl pozorován středně rytmický flyš s převahou jílu nad prachovci, ojediněle s ca 20 cm mocnou polohou prachovitého pískovce s kombinovaným čeřinově konvolutním zvrstvením (neúplné turbiditní rytmy Td-e a Tb-d). Turbiditní vápenné jíly byly šedé, na bázi rytmů místy světle šedohnědé. Zde byl odebrán vzorek MB001B. V poloze jemnozrnného prachovitého pískovce byly na vrstevních plochách pozorovány úlomky uhlí a zuhelnatělého fyto-detritu.

Celkově lze antonínské souvrství ve studovaných odkryvech charakterizovat jako značně sedimentologicky proměnlivé od středně rytmických aleuriticko-pelitických turbiditních sekvencí po mnohametrové masivní rytmy se špatně vytřídněnými vápennými pískovci na bázi. Vápence, které jsou charakteristickým znakem souvrství, se vyskytují zcela podřízeně. Velice podobně vypadalo antonínské souvrství ve vrtu Blatnice M-1 u typové lokality na Svatém Antonínku.

Paleontologie

Mikropaleontologickému studiu byly podrobeny dva vzorky jílu a jeden vzorek vápence. Reziduum vápence získané acetolýzou (vzorek MB001C) bylo zcela bezfosilní a obsahovalo prakticky jen ojedinělá kalcitová prizmata anorganického původu.

Vzorek MB001A z polohy šedého slabě vápenného jílu přecházejícího do světle hnědošedého vápenného jílu odebraný z přímého podloží vápence obsahoval aglutinované foraminifery s příměsí drobného vápenného bentosu a planktonu. Mezi aglutinovanými druhy se hojně vyskyto-

valy úlomky *Nothia* sp. a často zástupci rodu *Paratrochamminoides*: *P. olszewskii* (Grzyb.), *P. cf. heteromorphus* (Grzyb.), spolu s *Bathysiphon gerochi* Mjatl., *Dolgenia pennyi* (Cush. et Renz), *Ammosphaeroidina pseudopauciloculata* (Mjatl.), *Buzasina subgaleata* (Brady), *Thalmannammina* sp. juv., *Spiroplectammina spectabilis* (Grzyb.), *S. dentata* (Alth), *Karrerulina coniformis* (Grzyb.) aj. Vápnitý bentos reprezentovali především zástupci rodů *Cibicidoides*, *Gavelinella* a *Anomalinoidea*. Foraminiferový plankton byl zastoupen pouze drobnými exempláři *Heterohelix navarroensis* Loeb., *H. globulosa* (Ehr.), *H. planata* (Cush.), *Globotruncana* sp. juv., *Hedbergella* spp., *Planohedbergella subcarinata* (Brönn.), *Rugoglobigerina milamensis* Smith et Pess. Aglutinovaný bentos dovoluje stratigrafické zařazení v širším intervalu maastricht–paleocén, zatímco plankton je maastrichtský.

Vzorek MB001B (šedý slabě vápnitý jíl) obsahoval hojnou foraminiferovou faunu s mírnou převahou planktonu nad bentosem. Diverzifikovaný plankton obsahoval vedle drobných forem *Heterohelix globulosa* (Ehr.), *Pseudotextularia intermedia* Klasz., *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Planohedbergella prairiehillensis* (Pess.), *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Archaeoglobigera cretacea* (d'Orb.), *Rugotruncana subpennyi* (Gand.), *Rugoglobigerina rugosa* (Plumm.) i kýlnaté globotruncanidy *Globotruncana mariei* Bann. et Bl., *G. falsostuarti* Sigal, *G. arca* (Cush.), *G. linneiana* (d'Orb.), *G. rosetta* (Carsey), *G. cf. bulloides* Vogler, *Contusotruncana contusa* (Cush.) a *Globotruncanita stuartiformis* (Dalb.). Plankton dokládá stáří vyššího spodního až svrchního maastrichtu. Převážně vápnitý bentos byl zastoupen druhy *Nonion troostae* Viss., *Pyramidina cimbrica* (Brotz.), *Gavelinella* spp., *Cibicidoides* spp., *Osangularia* spp., *Bulimina* sp., *Gyroidinoides* sp. Vzácněji se vyskytly aglutinované druhy *Glomospira charoides* (J. et P.), *Spiroplectammina subhaeringensis* (Grzyb.) a *Trochamminopsis altiformis* (Cush. et R.). Vedle foraminifer obsahoval výplav zuhelnatělý rostlinný detrit (úlomky dřev) a *Coprolithes hexagonalis* (Vangerov).

Diskuze

Flyšová souvrství v rámci bělokarpatského příkrovu mají řadu vzájemných podobností v litologii. Zásadním poznatkem pro jednoznačné litostratigrafické zařazení studovaných sedimentů mělo biostratigrafické zařazení do maastrichtu na základě foraminifer. Taxony nastupující v paleocénu nebyly vůbec zjištěny. Křídové stáří zcela vyloučilo možnost zařazení k nivnickému souvrství. Od svodnického souvrství se pak studované sedimenty liší přítomností špatně vytríděných masivních pískovců a absencí zelenošedých tmavě skvrnitých hemipelagických jílů, zatímco shodných znaků litologických i sedimentologických s antoníněckým souvrstvím ve vrtu Blatnice M-1 je celá řada.

Foraminiferová fauna ze vzorku BM001A se dá rozdělit na dvě samostatná společenstva. Aglutinované druhy lze považovat za autochtonní hlubokomořskou faunu, zatímco veškerý drobný vápnitý bentos a plankton s největší pravděpodobností představují redepozici z vnějšího šelfu nebo horního svahu. Ke smíchání obou

společenstev patrně došlo způsobem odběru, kdy byly odebrány turbiditní jíly intervalu Te dohromady s hemipelagickým jílem, jak naznačuje litologie vzorku. Obdobné smíchání fauny bylo zjištěno i ve vzorku BM001B, kde však vysoce převládala vápnitá alochtonní fauna nad aglutinovanou. Výskyt zuhelnatělého rostlinného detritu v tomto vzorku nepochybně pochází z klastu uhlí, který byl ve vzorku pozorován makroskopicky. Uhlí pochází s velkou pravděpodobností z turbiditních pískovců na téže lokalitě a bylo zahrnuto do plastického vlhkého jílu při zemních pracích. Absenci foraminifer v kalovém vápenci si lze vysvětlit dokonalým vytríděním v distální části turbiditního proudu, takže lavice vápence byla primárně tvořena karbonátovými částicemi podstatně menšími, než je velikost schránek foraminifer.

Za předpokladu, že aglutinovaná fauna představuje autochtonní společenstvo studovaných sedimentů, lze ji využít k paleoekologické interpretaci prostředí sedimentace. Relativně chudé aglutinované společenstvo je tvořeno druhy s organickým cementem schránky (tj. nevápnitými). Hojný výskyt úlomků *Nothia* sp. a zástupců rodu *Paratrochamminoides* tuto faunu dovoluje označit jako flyšovou nebo tzv. rhabdamminovou. Taková fauna je typická pro turbiditní vějíře dolního svahu (úpatí). Společenstvo obsahuje faunistické prvky typu Lizard Springs (*Spiroplectammina* spp., *Dolgenia pennyi*, *Trochamminopsis altiformis*), která patrně obývala střední svah, chybí však druhy s karbonátovým tmelem schránky. Dalo by se tedy mluvit o přechodném typu fauny, která obývala o něco menší hloubky, než např. flyšová společenstva svodnického a nivnického souvrství.

Závěr

Flyšové sedimenty antoníněckého souvrství u Kozojídek byly na základě planktonických foraminifer zařazené do vyššího spodního až svrchního maastrichtu. Z hlediska litologie a sedimentologie mají tyto sedimenty řadu shodných znaků s antoníněckým souvrstvím ve vrtu Blatnice M-1 poblíž typové lokality. Oproti geologické situaci zachycené v geologické mapě 1:50 000 (Vůjta – Havlíček 1992) terénní pozorování prokázala, že okrajový zlom hradištského příkopu probíhá západněji, po pravém břehu toku Kozojídky. Na v. okraji příkopu je v bělokarpatském příkrovu začleněna tektonická šupina antoníněckého souvrství v obdobné pozici jako v typové oblasti u Blatnice.

Mikropaleontologické vyhodnocení vzorků bylo provedeno v rámci projektu GAČR č. P210/10/0841.

Literatura

- Bubík, M. (1995): Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bílé Karpaty unit (West Carpathians, Czech Republic). – In: Kaminski, M. A. – Geroch, S. – Gasinski, M. A. (eds.): Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Krakow, Poland, September 12–19, 1993. Grzybowski Foundation Special Publication no. 3, 71–116. Krakow.
- Lirer, F. (2000): A new technique for retrieving calcareous microfossils from lithified lime deposits. – *Micropaleontology*, 46, 4, 365–369. New York.
- Premoli Silva, I. – Verga, D. (2004): Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. International School on planktonic Foraminifera, 3rd Course: Cretaceous. – Universities of Perugia and Milan, Tipografia Pontefelcino, p. 283, Perugia.
- Stráník, Z. – Bubík, M. – Krejčí, O. – Marschalko, R. – Švábenická, L. – Vůjta, M. (1995): New lithostratigraphy of the Hluk development of the Bílé Karpaty unit. – *Geol. Práce, Spr.* 100, 57–69. Bratislava.
- Švábenická, L. – Bubík, M. – Krejčí, O. – Stráník, Z. (1997): Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura Group of nappes in Moravia (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 48, 3, 179–191.
- Vůjta, M. – Havlíček, P. (1992): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 35–11 Veselí nad Moravou. – ČGÚ Praha.

MAGMATICKÝ A POSTMAGMATICKÝ VÝVOJ HORNIN MONCHIQUIT-PIKRITOVÉ SKUPINY V OKOLÍ VALAŠSKÉHO MEZIŘÍČÍ

Magmatic and postmagmatic evolution of monchiquite-picrite rock group in the surroundings of Valašské Meziříčí

David Buriánek

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

(25–23 Rožnov pod Radhoštěm, 25–14 Valašské Meziříčí, 25–12 Hranice)

Key words: Silesian Unit, petrology, picrite, monchiquite, pyroxene, hydrothermal alteration

Abstract

New results of petrographical investigations of the Early Cretaceous rocks monchiquite-picrite group in the area around the town of Valašské Meziříčí (Silesian Unit of the flysch belt, the West Carpathians) provide evidence on polyphase magmatic and postmagmatic evolution. All observed textural and mineralogical features originated during injection of Mg-rich magma into wet sediments or on the sea floor and subsequent reaction with seawater. Occasional presence of the amphibole (kaersutite) is controlled by high volatile content. The compositional evolution trend of pyroxene from diopside towards aegirine and spinelides from chromium spinels core to magnetite rim can be explained due to crystallization of the residual melt under higher oxygen fugacity. During cooling a part of the primary magmatic assemblage was transformed to the secondary minerals. Alteration products include chlorite, magnetite, serpentine, limonite, albite, titanite, K-feldspars and calcite, some of which fill vesicles and/or joints.

Úvod

Horniny pikrit-těšínitové asociace tvoří většinou plošně malé výskyty situované ve svrchní části těšínsko-hradištského souvrství slezské jednotky (Menčík et al. 1983). Stáří těchto hornin je spodní křída (berrias-apt). Těšínity byly datovány na polské straně Karpat metodou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, pomocí níž bylo zjištěno stáří $122,3 \pm 1,6$ Ma (Lucińska-Anczkiewicz et al. 2002). Pikrit-těšínitová asociace zahrnuje poměrně širokou skupinu hornin s proměnlivým zastoupením světlých a tmavých minerálů. Hovorka a Spišák (1988) rozdělili tyto horniny na čtyři skupiny: pikrity, bazalty, monchiquity a těšínity. Mezi těmito horninovými skupinami však existují četné přechody. V geotektonických diagramech spadají tyto horniny do skupiny vnitrodeskových alkalických bazaltů (Dostal – Owen 1998). Podle chemického a izotopického složení bylo magma generováno z plášťového zdroje.

V této studii nebyly posuzovány horniny s vyšším obsahem živců jako jsou bazalty a těšínity. Pikrity, monchiquit a fourchity se vyskytují převážně v podobě žil nebo lávových proudů. Tyto horniny mezi sebou tvoří neostré přechody, a proto je popisujeme společně jako skupinu monchiquitů a pikritů.

Pikrit je drobně až středně zrnitá ultrabazická výlevná hornina, která je tvořena hlavně olivínem. Dále je zastoupen v proměnlivém množství klinopyroxen, amfibol a biotit. V podružném a akcesorickém množství se vyskytuje bazický plagioklas, ilmenit, magnetit, ortopyroxen, apatit a někdy analcim. S ubývajícím množstvím olivínu přechází pikrity do monchiquitů.

Monchiquit je označení pro alkalický lamprofyry (Rock 1987), který obsahuje klinopyroxen, amfibol, olivín, plagioklas a sklo. Někdy mohou být v základní hmotě foidy nebo analcim. Porfyrické vyrostlice tvoří tmavé minerály

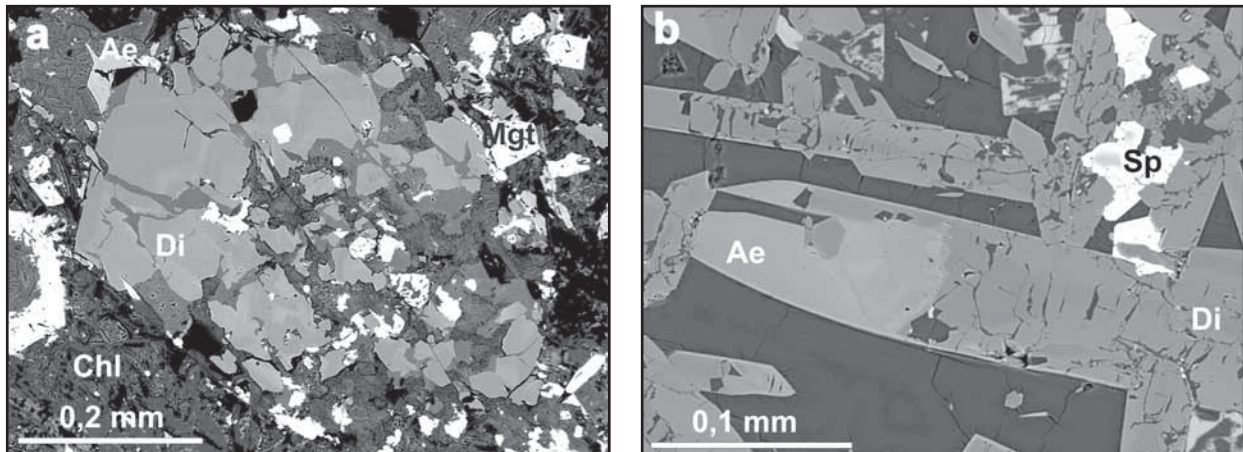
a hornina má sklovitou základní hmotu. Pokud nemá hornina olivín, označujeme ji jako fourchit.

Na území mapových listů 1:25 000 Rožnov pod Radhoštěm (25–231), Valašské Meziříčí (25–142) a Starý Jičín (25–124) jsou horniny skupiny monchiquitů a pikritů přítomny jen v podobě drobných výskytů o velikosti několik desítek až stovek m². Vulkanity většinou vystupují v podobě izolovaných balvanů nebo úlomků na poli a jen vzácně tvoří tyto horniny drobné výchozy. Ve studovaném území se vulkanity koncentrují ve třech hlavních oblastech: (a) Lešná, Příluky a Hodslavice severně od Valašského Meziříčí, (b) oblast mezi obcemi Zámrsky a Choryně severozápadně od Valašského Meziříčí, (c) drobné výskyty v okolí Vlkoprd severozápadně od Rožnova pod Radhoštěm (východně od Valašského Meziříčí). Většina hornin je výrazně postižena sekundárními přeměnami jako je chloritizace, karbonatizace a zeolitizace.

Metodika

Během terénních prací byly stanoveny hlavní typy vulkanických hornin a jejich vzájemné vztahy, případně vztahy k okolním sedimentům. Detailní klasifikace proběhla na základě následných laboratorních analýz.

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikroskopě Cameca Camebax SX-100, Ústav geologických věd PřF, MU, Brno (operátor: Š. Benedová). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proud 20 nA, načítací čas 20 s. Při vyhodnocení bylo pro amfiboly užito platné klasifikace (Leake et al. 1997) a trojmocné železo bylo počítáno metodou 13eCNK (Schumacher 1996). Pyroxeny klasifikované podle Morimoto et al. (1988) jsou počítány na 6 kyslíků a trojmocné železo je přepočteno podle Droopa (1987). Spinelidy byly přepočteny na 4 kyslíky, Fe²⁺ a Fe³⁺ bylo rozpočteno



Obr. 1: Monchiquity a pikrity v BSE snímcích: (a) vyrostlice pyroxenu je částečně zatlačována chloritem, monchiquit z lokality Příluky (DH 49); (b) sektorově zonální vyrostlice pyroxenu obklopená sklovitou základní hmotou, pikrit z lokality Choryně (DH 6c).
 Fig. 1: Monchiquite and picrite in BSE images: (a) pyroxene phenocryst partially replaced by chlorite in monchiquite from locality Příluky (DH 49); (b) sector-zoned pyroxene phenocryst surrounded by glassy matrix in picrite from locality Choryně (DH 6c).

na základ tří kationtů ve vzorci. Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983).

Petrografická charakteristika

Monchiquity

Biotiticko-amfibolický monchiquit nalezneme východně od obce Nemetice (Šmíd 1978). Je to drobně zrnitá hornina obsahující vyrostlice amfibolu. Základní hmota je tvořena hypautomorfním silně alterovaným plagioklasem (sericitizace, karbonatizace), sloupcovitým amfibolem a drobnými lupínky biotitu.

No	DH4/2	DH4/7	DH4/11	DH6c33	DH6c37	DH6c53
Loc.	Straník	Příluky	Příluky	Choryně	Choryně	Choryně
SiO ₂	51,86	48,59	48,16	45,78	50,06	50,28
TiO ₂	0,92	2,37	2,31	2,75	1,24	4,37
Al ₂ O ₃	2,44	4,66	4,42	6,61	0,27	0,21
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,03	0,05	0,01
Fe ₂ O ₄	1,46	2,84	4,00	6,80	16,06	28,93
FeO	4,20	3,80	2,73	1,30	10,46	0,00
MnO	0,14	0,09	0,13	0,12	1,35	0,59
MgO	16,45	13,40	13,55	13,20	1,78	0,07
CaO	21,95	23,78	23,60	23,97	11,79	2,12
Na ₂ O	0,23	0,42	0,52	0,33	6,66	13,02
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,20
TOTAL	99,65	99,95	99,45	100,89	99,72	99,80
Si	1,910	1,807	1,800	1,696	1,972	1,934
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,040	0,080	0,113	0,189	0,476	0,838
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000
Ti	0,025	0,066	0,065	0,077	0,037	0,126
Fe ²⁺	0,129	0,118	0,085	0,040	0,345	0,000
Mn	0,004	0,003	0,004	0,004	0,045	0,019
Mg	0,903	0,743	0,755	0,729	0,105	0,004
Ca	0,866	0,948	0,945	0,951	0,498	0,087
Na	0,016	0,030	0,038	0,024	0,509	0,971
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,010
TOTAL	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Tab. 1: Reprezentativní chemické složení pyroxenů.

Tab. 1: Representative chemical composition of pyroxenes.

Prostorově nepříliš rozsáhlé výskyty fourchitů a těšinitů nacházíme na polích východně od obce Vlkoprady (Zubří). Podle Šmída (1978) se jedná o amfibolicko-těšinitický fourchit (tedy monchiquit bez olivínu). Nově odebraný vzorek se svým složením blíží spíše bazaltu. Drobně zrnitá hornina je tvořena hypautomorfními lištami živců (plagioklas a alkalický živce). Živce obklopují chlorit-kalcitové pseudomorfozy po sloupcích tmavých minerálů (patrně pseudomorfozy po amfibolu). Hmota vyplňující prostor mezi těmito vyrostlicemi je tvořena hlavně chlority (dále obsahuje karbonáty a analcim) a původně se patrně jednalo o vulkanické sklo. Běžným akcesorickým minerálem je apatit. Živce jsou postiženy sericitizací a karbonatizací.

Řadu drobných výskytů těchto hornin nacházíme mezi obcemi Příluky a Vysoká. Výchozy se nachází zejména při cestě z Přítluk do Jasenice (DH49). Převažuje zde pyroxenický monchiquit, který někdy přechází do amfibol-biotitického. Jde o drobnozrnné horniny tmavé barvy složené hlavně z plagioklasu, pyroxenu a občas také amfibolu s biotitem. Tmavé minerály mohou tvořit drobné vyrostlice. Kontakt mezi sedimenty (jílové břidlice) a vulkanity je tektonický. Zdejší pyroxenické monchiquity (DH 49) jsou výrazně postižené sekundárními přeměnami jako je chloritizace a karbonatizace (obr. 1a). Diopsid ($X_{Mg} = 0,77-0,80$, Ti = 0,06–0,08 apfu, Na = 0,03–0,04 apfu) tvoří drobná automorfní zrna a vyrostlice (tab. 1). Na větší vyrostlice pyroxenu někdy narůstají drobná zrna mladšího egirínu ($X_{Mg} = 0,03$; Ti = 0,15 apfu, Na = 0,91 apfu). Plagioklas vyplňuje prostor mezi pyroxeny. Pyroxeny jsou často postiženy sekundárními přeměnami (chloritizace, serpentinizace). Drobnější zrna bývají zcela pseudomorfována chloritem, který chemicky odpovídá železem bohatému klinochloru [$X_{Mg} = 0,61$; Al/(Al+Fe+Mg) = 0,30]. Kalcit někdy zatlačuje sekundární minerály vzniklé přeměnou pyroxenů (možná také olivínů) a tvoří nepravidelná zrna rozptýlená v základní hmotě. Základní hmota je tvořena směsí sekundárních minerálů. Jako poměrně běžné akcesorické minerály se objevují apatity, ilmenity a magnetity. Titanem bohatý

magnetit ($Ti = 0,30-0,31$ apfu) tvoří až 0,1 mm velká automorfní až hypautomorfní zrna. Většinou obsahují drobné krystalograficky orientované odmíšeniny. Původně se patrně jednalo o ilmenit, dnes jsou však odmíšeniny z velké části nahrazeny titanitem. Drobná automorfní až hypautomorfní zrna titanitu jsou také rozptýlená v hornině. Apatit tvoří až 0,5 mm dlouhé sloupce, které v sobě někdy uzavírají sekundární minerály (původně se jednalo patrně o inkluze skla). V základní hmotě bývá kromě lištových živců přítomen chlorit, minerály serpentínové skupiny a jílové minerály. Draselný živec tvoří vějířovité agregáty nebo lištovité krystalky (Ab_{2-8}). Albit se vyskytuje jako drobně zrnité agregáty vyplňující prostory mezi lištami draselného živce (Ab_{99}). Chlorit se vyskytuje jako shluky drobných lupínků a vějířovité agregáty vyplňující dutinky po plynech. Svým chemickým složením odpovídají klinochloru [$X_{Mg} = 0,42-0,48$; $Al/(Al+Fe+Mg) = 0,85-0,88$].

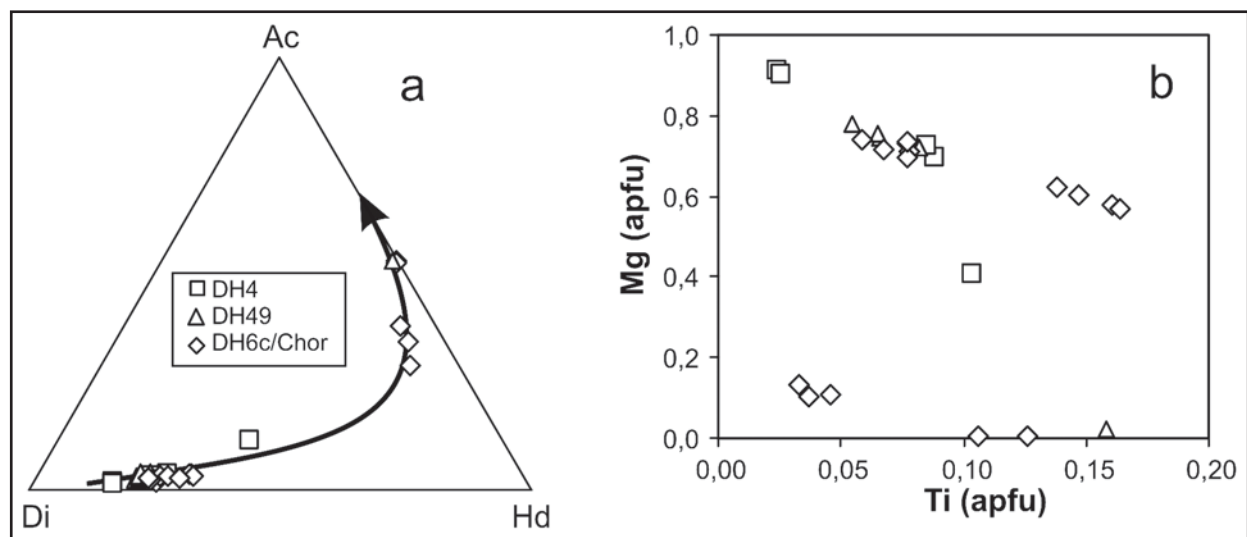
Podobné horniny se vyskytují také dále ve směru na severovýchod směrem k Hostašovicím a Straníku. Jde většinou o značně zvětralé a alterované lávy odpovídající monchiquitům. Místy se nacházejí úlomky lapilových až popelových tufů. Lávy jsou pórovité, mandlovcové, místy až granulované. Mandle jsou vyplněné hlavně kalcitem, který se může střídát s vrstvičkami limonitu, případně chalcedonu. Samotná hornina je tvořena chlority, kalcitem, jílovými minerály a limonitem. Někdy se objevují sloupečky apatitu a drobné lištičky alkalických živců. U Straníka (lokalita Straníček – kaplička) vytváří monchiquity polštářové lávy (DH 4b). Jde o porfyrické horniny původně se sklovitou základní hmotou. Pyroxen tvoří krátce sloupcovité krystaly (1–2 mm) bez výrazného pleochroismu. Chemickým složením (obr. 2a) odpovídá diopsidu ($X_{Mg} = 0,57-0,85$; $Ti = 0,02-0,11$ apfu; $Na = 0,02-0,09$ apfu). Někdy má vyvinutou magmatickou oscilační zonálnost. Často mohou jeho zrna v centrální části obsahovat inkluze tvořené směsí chloritů a karbonátů (původně patrně sklo).

Automorfní sloupečky amfibolu jsou až 1 mm dlouhé, většinou jsou ale menší než okolní pyroxeny a někdy na ně narůstají. Chemickým složením odpovídají podle klasifikace Leaka et al. (1997) kaersutitu a ferrokaersutitu [$Si = 5,6-6,0$; $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,15-0,70$; $Ti = 0,45-0,73$ apfu]. Živce většinou vyplňují prostor mezi tmavými minerály. Jsou přítomny kyselé plagioklasy (An_{10-27}) a alkalické živce. Často se vyskytují pseudomorfozy po vyrostlících olivínů zcela vyplněné směsí minerálů serpentínové skupiny a karbonáty. Tmavé minerály jako amfibol, pyroxen nebo olivín tvoří shluky vyrostlic, takže někdy má hornina až glomeroporfyrickou stavbu. Jako akcesorické minerály se vyskytují apatity a chromity. V základní hmotě bývá kromě lištových živců přítomen chlorit, minerály serpentínové skupiny a jílové minerály. Vzácně se vyskytují drobná zrna pyritu, chalkopyritu a barytu, která jsou patrně sekundární.

Východně od Hostašovic nacházíme monchiquity místy přecházející do bazaltů či pikritů v důsledku nárůstu obsahu živců nebo olivínů. Šmíd (1978) popisuje západně od kóty Včelín (433 m n. m.) pikritické bazalty až bazalty a horniny na vrcholu kopce klasifikuje jako monchiquity. Avšak drobné úlomky a balvany vystupující kolem této kóty (vz. DH 29) nemůžeme přesně zařadit, protože jsou intenzivně alterované a zvětralé. Studované horniny bývají výrazně postižené karbonatizací a často jsou zbarvené do žluta nebo červena oxidy a hydroxidy železa. Někdy obsahují až 5 mm velké póry. V mikroskopu je patrné, že hornina obsahuje pseudomorfozy tvořené limonitem a karbonátem, které nahrazují sloupcovité minerál (patrně amfibol). Okolní hmota je tvořena albitem, zeolity, karbonáty a jílovými minerály. Místy se vyskytuje drobně zrnitý křemen a sloupcovité apatity.

Pikrity

Pikrity vystupují společně s monchiquity a nejlépe jsou vyvinuty při cestě z Příluky do Jasenice. Většinou obsahují drobné mandle (kolem 5 mm) vyplněné vrstvičkami



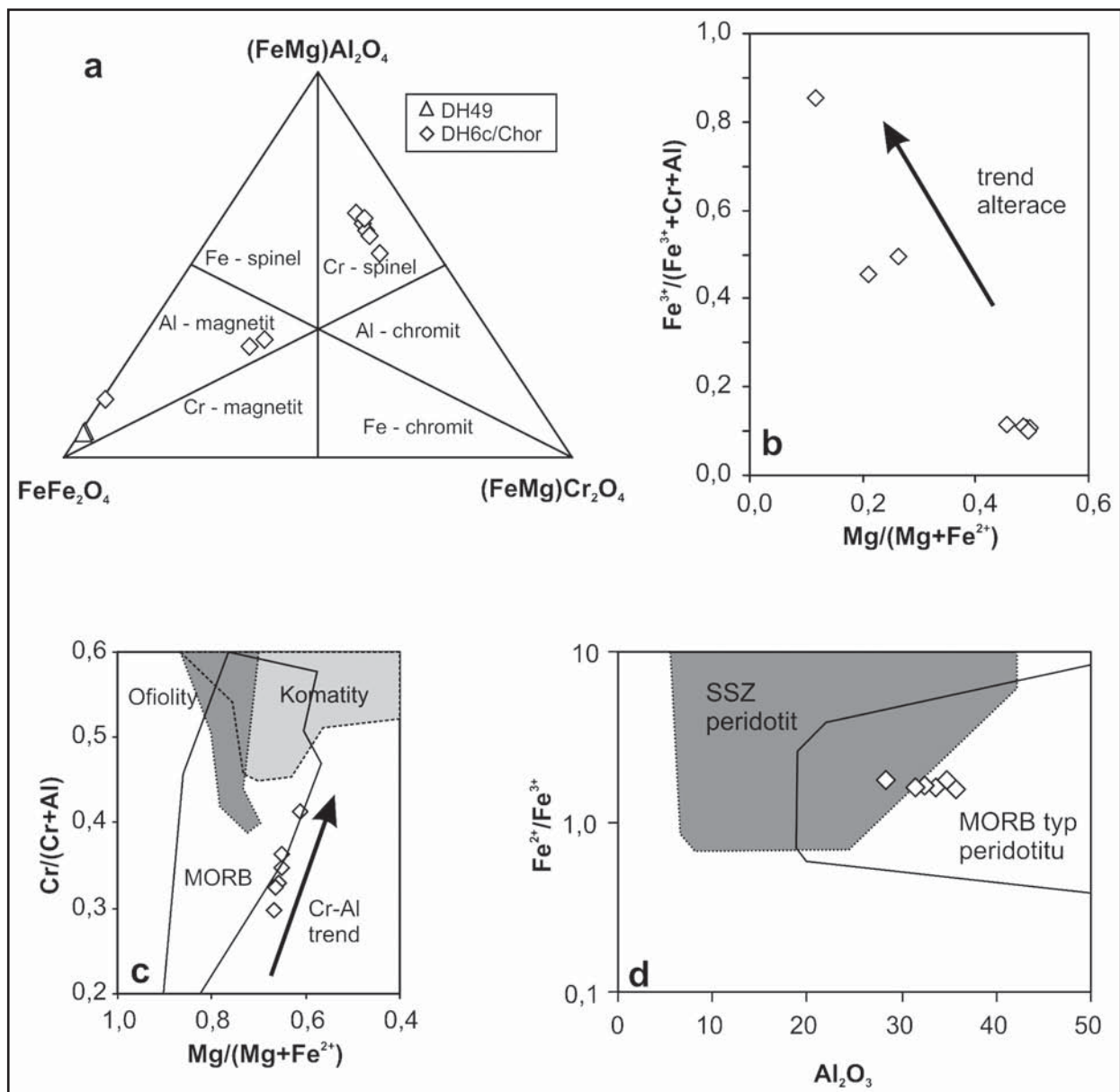
Obr. 2: Chemické složení pyroxenů: (a) diagram Ac–Di–Hd, (b) diagram Mg vs. Ti z lokality: (DH 4) Straníček, (DH 49) Příluky, (DH6c) Choryně. Šipka ukazuje zjednodušený trend zonálnosti ve vyrostlících.

Fig. 2: Chemical composition of pyroxenes: (a) classification diagram Ac–Di–Hd, (b) diagram Mg vs. Ti from localities: (DH 4) Straníček, (DH 49) Příluky, (DH6c) Choryně. Arrow indicates simplified zoning trend in phenocrysts.

kalcitu a chloritu. Hornina dále obsahuje vyrostlice olivínu, který je částečně nahrazen minerály serpentínové skupiny a karbonátem. V základní hmotě se vyskytují hlavně drobné sloupce amfibolu a xenomorfní až hypautomorfní plagioklas, který je postižen sekundárními přeměnami.

Drobné výskyty porfyrických pikritů (Krejčí et al. 1999) jsou odkryty na čele sesuvu v údolí Bečvy severozápadně od Choryně (DH6c/Chor). Často tyto pikrity obsahují nepravidelné metasedimentární xenolity (hlavně kvarcicity) a mnohdy přechází z masivní horniny do mandlovců. Jedná se o tmavě šedou horninu původně se sklovitou základní hmotou. Vyrostlice tvoří sloupcovitý pyroxen,

jehlicovitý fluorapatit a pseudomorfozy po neznámém minerálu, patrně olivínu. Jemnozrná základní hmota je tvořená drobnými lupínky Mg chloritu srůstajícími s dalšími sekundárními minerály (hlavně minerály serpentínové skupiny). Pseudomorfozy vzniklé patrně rozpadem olivínu jsou někdy částečně vyplněny kalcitem. Kromě chloritu a minerálů serpentínové skupiny se v těchto pseudomorfozách objevuje blíže neidentifikovaná směs oxidů a hydroxidů Fe a Ti a karbonátů. Titanit tvoří v základní hmotě drobné automorfní krystalky. Vyrostlice pyroxenu o délce až 0,3 mm mají ve střední části zrna sektorovou zonálnost (obr. 2b) a na okraji se často vyskytují mladší přírůstkové



Obr. 3: Chemické složení spinelidů z lokalit Příluky (DH 49) a Choryně (DH6c) znázorněné v diagramech: (a) trojúhelníkový diagram Fe^{3+} -Cr- Al; (b) $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ vs. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ diagram, (c-d) tektonické diskriminační diagramy $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ vs. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ pole podle Barnes – Roeder (2001) a Al_2O_3 vs. $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ [pole suprasubdukčních a MORB peridotitů podle Kamenetsky et al. (2001)]. Diagramy c-d ukazují chemické složení jádra spinelových zrn.

Fig. 3: Chemical composition of spinelites from locality Příluky (DH 49) and Choryně (DH6c) plotted on: (a) triangular Fe^{3+} -Cr-Al plot; (b) $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ vs. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ plot; (c) $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ vs. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ fields after Barnes – Roeder (2001); and Al_2O_3 vs. $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ tectonic discrimination diagrams [fields for suprasubduction zone and MORB peridotites after Kamenetsky et al. (2001)]. Plots c-d show chemical composition of the core of spinelide grains.

zóny s oscilační zonálností. Střední část zrna chemicky odpovídá diopsidu ($X_{Mg} = 0,68-0,78$; $Ti = 0,06-0,16$ apfu; $Na = 0,02-0,03$ apfu) a okraje mají složení egirín-augitu až egirínu ($X_{Mg} = 0,00-0,12$; $Ti = 0,03-0,13$ apfu; $Na = 0,51-0,98$ apfu). Jako hojný akcesorický minerál se vyskytuje automorfní až hypautomorfní spinelid. Jeho zrna vykazují jednoduchou zonálnost. Chromový spinel (obr. 3a–d) ve středu je lemován tenkou zónou tvořenou magnetitem až hliníkem bohatým magnetitem. Drobná zrna titanem bohatého magnetitu bývají nahrazena leukoxenem. Jehlicovité krystalky fluorapatitu ($F = 1,84-2,22$ hmot. %) mají relativně vysoký obsah SrO ($0,54-0,72$ hmot. %) a REE (např. $La_2O_3 = 0,22-0,38$ hmot. %).

V okolí vystupují jílovce, které obsahují tufové polohy a místy dokonce úlomky granulátových láv (Krejčí et al. 1999). Makroskopicky jsou tufové polohy tmavě šedočerné jemnozrné horniny s bílými žilkami kalcitu bez zřetelné vrstevnatosti. Vzorek obsahuje zrna a agregáty pyritu. Granulátový tuf obsahuje úlomky bazaltu promíšené s útržky karbonátového prachovce. Kontakt mezi útržky hydrotermálně alterované lávy a sedimenty je neostří. Úlomky lávy mají hyaloofitickou strukturu a skládají se z plagioklasu, skla a opakních minerálů (pravděpodobně pyrit a hematit). Sklo je z velké části nahrazeno směsí chloritů a kalcitu. Vzácně se objevují větší xenokrysty křemene. Dutiny jsou vyplněny převážně vějířovitými agregáty chloritu a jemně zrnitým kalcitem. Jako běžný akcesorický minerál se objevuje pyrit. Jílovec je tvořen směsí jílových minerálů, křemene a karbonátů.

Východně od obce Němetice vystupují zvětřalé pikrity až pikritické bazalty v podobě drobných výchozů a volných úlomků rozptýlených v ornici. Pikritické bazalty jsou drobně zrnité horniny s četnými kalcitovými mandlemi. Původně měla hornina hyaloofitickou stavbu, ale dnes je sklo nahrazeno směsí chloritů, jílových minerálů a alkalických živců. Vyrostlice tmavých minerálů (olivín a pyroxen) jsou dnes pseudomorfovány kalcitem.

Diskuze

Vyrostlice pyroxenů jsou z velké části chemicky relativně homogenní a odpovídají diopsidu. Často vykazují nevýraznou oscilační zonálnost a někdy je patrná sektorová zonálnost. Hovorka a Spišiak (1988) předpokládají, že vyrostlice pyroxenů v horninách těšinit-pikritové asociace vznikly ve dvou etapách. Během první etapy krystalovala jádra pyroxenů v podmínkách svrchního pláště nebo spodní kůry. Tato jádra nebyla ve studovaných vzorcích pozorována. Většina pyroxenu ve studovaných vzorcích rostla během výstupu magmatu ve svrchní části kůry. Sektorová zonálnost potvrzuje, že pyroxeny vznikly v podmínkách velmi rychlého ochlazení taveniny za relativně nízkých tlaků (Leung 1974). V oscilačně zonálních diopsidických pyroxenech s úbytkem Mg (obr. 2b) roste obsah Ti (až $0,16$ apfu), Al (až $0,09$ apfu) a Mn (až $0,05$ apfu). Mírné rozdíly v obsazích těchto prvků můžeme pozorovat také v různých sektorech.

Během závěrečných fází krystalizace došlo v některých monchiquitech a pikritech ke změně v chemickém složení rostoucího pyroxenu. Místo diopsidu začal

krystalovat egirín-augit (obr. 1a–b), což se v pyroxenech projevovalo nárůstem poměru $Fe/(Fe+Mg)$ a růstem obsahu Na a Fe^{3+} . K změně složení (obr. 2a) dochází v důsledku substituce $Ca_{-1}(Fe^{2+},Mg)_{-1}Na_{-1}Fe^{3+}_{-1}$. Někteří autoři tento vývoj chemického složení spojují se změnou fugacity kyslíku v tavenině (Nash – Wilkinson 1970, Larsen 1976). Anderson (1974) naopak předpokládá, že k tomu dochází v důsledku změny poměru Na/Ca v tavenině. V případě studovaných hornin může jít o kombinaci obou faktorů. Studium fluidních inkluzí z těšinitů v této oblasti (lokality Tichá) potvrdilo, že v závěrečných fázích krystalizace koexistovaly magmatické minerály s fluidy s vysokou salinitou a s vysokým obsahem NaCl (Dolníček et al. in tisku). Avšak to patrně nebyl hlavní důvod změny chemického složení pyroxenů. Magma se totiž během závěrečných fází výstupu k povrchu patrně dostávalo do kontaktu s mořskou vodou nebo s hydrotermálními roztoky generovanými ze sedimentů nasycených vodou. To patrně způsobilo zvýšení fugacity kyslíku v tavenině. Tuto teorii podporuje také zjištění, že v některých vzorcích po pyroxenech následuje krystalizace amfibolu. Přítomnost amfibolu naznačuje vzrůst parciálního tlaku vody (Bailey 1969) v závěrečných stadiích krystalizace taveniny.

Chemické složení chromového spinelu ($Al = 0,99-1,21$ apfu, $Cr = 0,51-0,71$ apfu, $Ti = 0,03-0,04$ apfu) je podobné jako složení spinelidů (obr. 3a–d) vázaných na horniny oceánské kůry (MORB bazalty a peridotity). Chromový spinel začal krystalovat z magmatu patrně poměrně brzy, protože je uzavírán ve většině hlavních horninotvorných minerálů. Vývoj chemického složení v nealterovaných částech zrn chromového spinelu ($Cr-Al$ trend, obr. 3c) bývá vysvětlován jako výsledek reekvibrace spinelidů s taveninou během krystalizace (Roeder – Reynolds 1991). Okraj zrn spinelidů se svým chemickým složením blíží magnetitu. Hranice této zóny jsou neostří a směrem k okraji zrna roste obsah Ti ($0,16-0,28$ apfu) a poměr X_{Fe} . Okrajová zóna začala vznikat buď v závěrečných fázích krystalizace, případně až během postmagmatické alterace horniny. Pravděpodobně tyto přeměny začaly už v závěrečných stadiích magmatické krystalizace v době, kdy vznikal egirínový pyroxen, protože magnetitové lemy kolem zrn uzavřených v pseudomorfózach po tmavých minerálech mají průměrně menší mocnost než ty kolem zrn v základní hmotě.

Ve většině vzorku najdeme kromě spinelu také zrna titanem bohatého magnetitu. Tento minerál často obsahuje inkluze ilmenitu, které vznikly během oxidace a chladnutí. Ilmenit se odmíslil v důsledku reakce: $6Fe_2TiO_4 + O_2 = 6FeTiO_3 + Fe_3O_4$ (Haggerty 1991).

K nejzrůslehším alteracím vulkanitů patrně docházelo těsně po jejich výlevu. Probíhala intenzivní chloritizace a serpentinizace. Rozpadem tmavých minerálů také vznikal novotvořený magnetit (Buriánek – Skácelová 2007). Během nízkoteplotní alterace titanem bohatých magnetitů a silikátů s obsahem Ti (pyroxen, olivíny?) vznikají velmi jemnozrné směsi minerálních fází bohatých Ca a Si složené hlavně z titanitu, magnetitu a karbonátu. Dále docházelo k rozpadu bazických živců, z nichž vznikal albit a některé zeolity. Vápník uvolněný při těchto přeměnách migroval

v roztocích a často se srážel v podobě karbonátů, které někdy částečně vyplnily pseudomorfózy po olivínu nebo pyroxenu. V pozdějších fázích se na alteraci mohly výrazně podílet externě derivované roztoky. Naznačuje to studie hydrotermálních žil, které proráží pikrity na lokalitě Choryně (Urubek – Dolníček 2009). Podle zmíněných autorů jsou hydrotermální žíly a mandle produktem krystalizace z fluid generovaných při diagenézi okolních sedimentů.

Závěry

Studované horniny tvořily synsedimentární podmořské výlevy často provázené pyroklastiky nebo intrudovaly do sedimentů v podobě žil a drobných těles. Někdy se střídaly polohy láv a pyroklastik. Velmi často tvoří tufitický materiál příměs v okolních sedimentech (tufitické vápence, jílovce a pískovce). Pyroklastika měla buď charakter lapilových až popelových tufů s výrazným obsahem skla nebo se jednalo o lapilové tufy s drobnými bombičkami. Místa vznikaly aglomerátové lávy případně granulátové lávy a někdy se zachovaly polohy polštářových („pillow“) láv.

Během závěrečných stadií krystalizace magma reagovalo s vodou, což mohlo ovlivnit fugacitu kyslíku ve zbytkové tavenině. Při kontaktu s mořskou vodou nebo mořskými sedimenty došlo k prudkému zchlazení, a proto na okrajích lávových proudů nacházíme horniny s výrazným podílem skla.

Během chladnutí láv docházelo k sekundárním přeměnám v důsledku interakce s okolní mořskou nebo diagenetickou vodou a většina vulkanického skla společně s některými minerály (olivín, plagioklas) podlehlá intenzivní alteraci. Vznikaly tak sekundární hořčíkem bohaté minerály jako jsou chlority a minerály serpentínové skupiny. Velmi často krystaloval také kalcit, který částečně zaplnil některé pseudomorfózy po olivínu a pyroxenu. Horniny mnohdy obsahovaly dutiny po plynech, které jsou dnes druhotně vyplněny. Mandle jsou maximálně několik mm velké a tvořené většinou kalcitem, chloritem; někdy je přítomen prehnit, křemen a chalcedon.

Nové výzkumy potvrdily velký vliv hydrotermální alterace na minerální asociaci studovaných vulkanitů. Většina vulkanických hornin skupiny monchiquit-pikrit obsahuje jen zbytky původních magmatických minerálů. V důsledku hydrotermálních alterací a zvětrávání v některých případech zcela zmizely magmatické minerály a hornina se změnila na směs jílových minerálů, chloritů, křemene, albitu, zeolitů a karbonátů.

Poděkování

Autor děkuje Z. Dolníčkovi a A. Přichystalovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390004 (Základní geologické mapování Beskyd v měřítku 1 : 25 000).

Literatura

- Anderson, J. G. (1974): The Geology of Alángorssuaq, northern Nunarssuit complex, South Greenland. – MS, PhD thesis, University of Aberdeen, UK.
- Bailey, D. K. (1969): The stability of acmite in the presence of H₂O. – *Amer. J. Sci.*, 267A, 1–16.
- Barnes, S. J. – Roeder, P. L. (2001): The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. – *J. Petrol.*, 42, 2279–2302.
- Buriánek, D. – Skácelová, Z. (2007): Význam magnetické susceptibilitě pro geologické mapování hornin těšínitové asociace na listu 1:25 000 Starý Jičín (25-124). – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v roce 2006, 14, 62–65. Brno.
- Dolníček, Z. – Kropáč, K. – Uher, P. – Polách, M. (v tisku) Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. *Chemie der Erde – Geochemistry*, In Press, Corrected Proof.
- Dostal, J. – Owen, J. V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. – *Geol. Randsch.*, 87, 1, 67–77.
- Droop, G. T. R. (1987): A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. – *Mineral. Mag.*, 51, 431–437.
- Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): Mezozoický vulkanizmus Západných Karpát. – Veda, 263 str. Bratislava.
- Kamenetsky, V. – Crawford, A. J. – Meffre, S. (2001): Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. – *J. Petrol.*, 42, 655–671.
- 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.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *Amer. Mineral.*, 68, 277–279.
- Larsen, L. M. (1976): Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilímaussaq intrusion, South Greenland. – *J. Petrol.*, 17, 258–290.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, C. E. S. – Birch, W. D. – Gilbert, M. C. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Kisch, H. J. – Krivovichev, V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandarino, J. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock, N. M. S. – Schumacher, J. C., Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – *Eur. J. Mineral.*, 9, 623–651.
- Leung, I. S. (1974): Sector zoned titanogites: morphology, crystalchemistry and growth. – *Am. Mineral.*, 59, 127–138.
- Lucińska-Anazkiewicz, A. – Villa, I. M. – Anazkiewicz, R. – Ślaczka, A. (2002): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – *Geol. Carpath.*, 53, 45–52.
- Menčík, E. – Adamová, M. – Dvořák, J. – Dudek, A. – Jetel, J. – Jurková, A. – Hanzlíková, E. – Houša, V. – Paslová, H. – Rybářová, L. – Šmíd, B. – Šebesta, J. – Tyráček, J. – Vašíček, Z. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústř. Úst. geol. 304 str. Praha.
- Morimoto, N. – Fabries, J. – Ferguson, A. K. – Ginzburg, I. V. – Ross, M. – Seifert, F. A. – Zussman, J. – Aoki, K. (1988): Nomenclature of pyroxenes. – *Mineral. Mag.* 52, 535–550.
- Nash, W. P. – Wilkinson J. F. G. (1970): Shonkin Sag laccolith, Montana. I: Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 25, 241–269.
- Rock, N. M. S. (1987): The nature and origin of lamprophyres: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 30(1), 191–226.
- Roeder, P. L. – Reynolds, I. (1991): Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. – *J. Petrol.*, 32, 909–934.
- Schumacher, J. C. (1997): Appendix 2: the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. – *Can. Mineral.*, 35, 238–246.
- Šmíd, B. (1978): Výzkum vyvřelých hornin těšínitové asociace. – MS, zprávy Sb. 835, I. a II díl. Archiv ČGS. Brno.
- Urubek, T. – Dolníček, Z. (2009): Hydrotermální mineralizace v jílovcích lhoteckého souvrství u Choryně (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Geol. výzk. Mor. Slez.*, 81–84, Brno.

PURBECKIAN LIMNIC OSTRACODA REWORKED IN THE EARLY MIOCENE MARINE DEPOSITS OF THE VIENNA BASIN, SLOVAKIA



Nález resedimentovaných purbeckých limnických ostrakód v spodnomiocénnych morských sedimentoch slovenskej časti vienskej panvy

Radovan Pipík¹, Ján Schlögl², Jean-Paul Colin^{3,4}

¹ Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Severná 5, SK-974 01, Banská Bystrica, Slovakia; e-mail: pipik@savbb.sk

² Department of Geology and Paleontology, Faculty of Sciences, Comenius University, SK-842 15, Bratislava, Slovakia

³ Impasse des Biroulayres, 33610 Cestas, France

⁴ Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Centro de Geologia, Campo Grande, C-6, 3° 1749-046, Lisbon, Portugal

Key words: Paleogeography, Purbeckian, *Theriosynoecum forbesii* Zone, Vienna Basin

Abstract

Pri výskume morskej neritickej fauny vertebrát a invertebrát na lokalite Cerová boli v burdigalských íloch nájdené veľmi dobre zachované limnické mezozoické lastúrničky *Cetacella armata* Martin, 1958, *Cypridea ex gr. tumescens* (Anderson, 1939), *Cypridea cf. altissima* Martin 1940, *Mantelliana perlata* Wienholz, 1968, *Theriosynoecum forbesii* (Jones, 1885), *Darwinula* sp.

Nájdené lastúrničky patrili k celosvetovo rozšírenej limnickej faune, ktorá v Európe zanikla nástupom aptskej transgresie. Prítomnosť *Theriosynoecum forbesii* potvrdzuje resedimentáciu fauny z vrchnojurských až spodnokriedových sedimentov zodpovedajúcich biozóny *Theriosynoecum forbesii* (fig. 1A).

Nález purbeckých lastúrničiek dokumentuje limnickú sedimentáciu v oblasti strednej Európy vo vrchnej jure až spodnej kriede a prítomnosť týchto sedimentov v oblasti vienskej panvy ešte v spodnom miocéne, ktoré sa v geotektonických jednotkách prilahlých vienskej panve dnes nenachádzajú. Za pravdepodobný zdroj vzhľadom na geologický vývoj strednej Európy a na stupeň zachovania resedimentovaných lastúrničiek je možné uvažovať jednotky vonkajších Západných Karpát.

Burdigalian clays with thin silty tempestites layers outcropped near the village Cerová have been investigated for its abundant neritic/bathyal vertebrate and invertebrate fauna.

Among the Miocene marine neritic ostracoda, we have found well-preserved limnic Mesozoic ostracods *Cetacella armata* Martin, 1958, *Cypridea ex gr. tumescens* (Anderson, 1939), *Cypridea cf. altissima* Martin 1940, *Mantelliana perlata* Wienholz, 1968, *Theriosynoecum forbesii* (Jones, 1885), *Darwinula* sp. These taxa were a part of the limnic Mesozoic ostracod fauna wide-spread over the world, which disappeared in the Europe with marine Aptian transgression and was replaced in the Late Cretaceous by new and modern ostracod taxa (Babinot et al., 1996).

A presence of *Theriosynoecum forbesii* (Fig. 1A) confirms that these limnic ostracods were reworked to the Early Miocene deposits from the Late Jurassic/Early Cretaceous deposits of the *Theriosynoecum forbesii* Zone, equal to the Tithonian/Berriasian age. In the lithostratigraphical division, this zone corresponds to Purbeck and lower Hastings Groups known from the southern England and north-western France (Horne 1995).

With a respect to this biostratigraphical attribution, this discovery induces a paleogeographical problem on a source geological unit because no limnic Late Jurassic/Early Cretaceous deposits have been found in the Central Europe till now. The eastern edge of the Bohemian Massif can be regarded as the most possible source, which was at this time emerged land (Fig. 1B). Unfortunately preserved Late Jurassic/Early Cretaceous deposits are of marine origin and a lack of the Purbeckian limnic deposits is un-

derlined by Lower Cretaceous regression and karstification of the older deposits. Moreover, well-preserved ostracod valves without any marks of transport-related holes and smoothening of the ornamentation, and a relatively large distance of the deposition area from the Bohemian Massif make this "source" questionable, even impossible. Perfect preservation requires a transport on a short distance from the neighboring geological units. Central Western Carpathian geotectonic units can be hardly accepted as a possible source, due their continual and fully marine Late Jurassic–Early Cretaceous sedimentary sequence. The only source of the Purbeckian deposits, which could be partially emerged in that time, can be situated in the Outer Western Carpathians, however this limnic deposits were completely eroded.

Acknowledgement

This work was supported by the VEGA agency (project No. 2/0060/09).

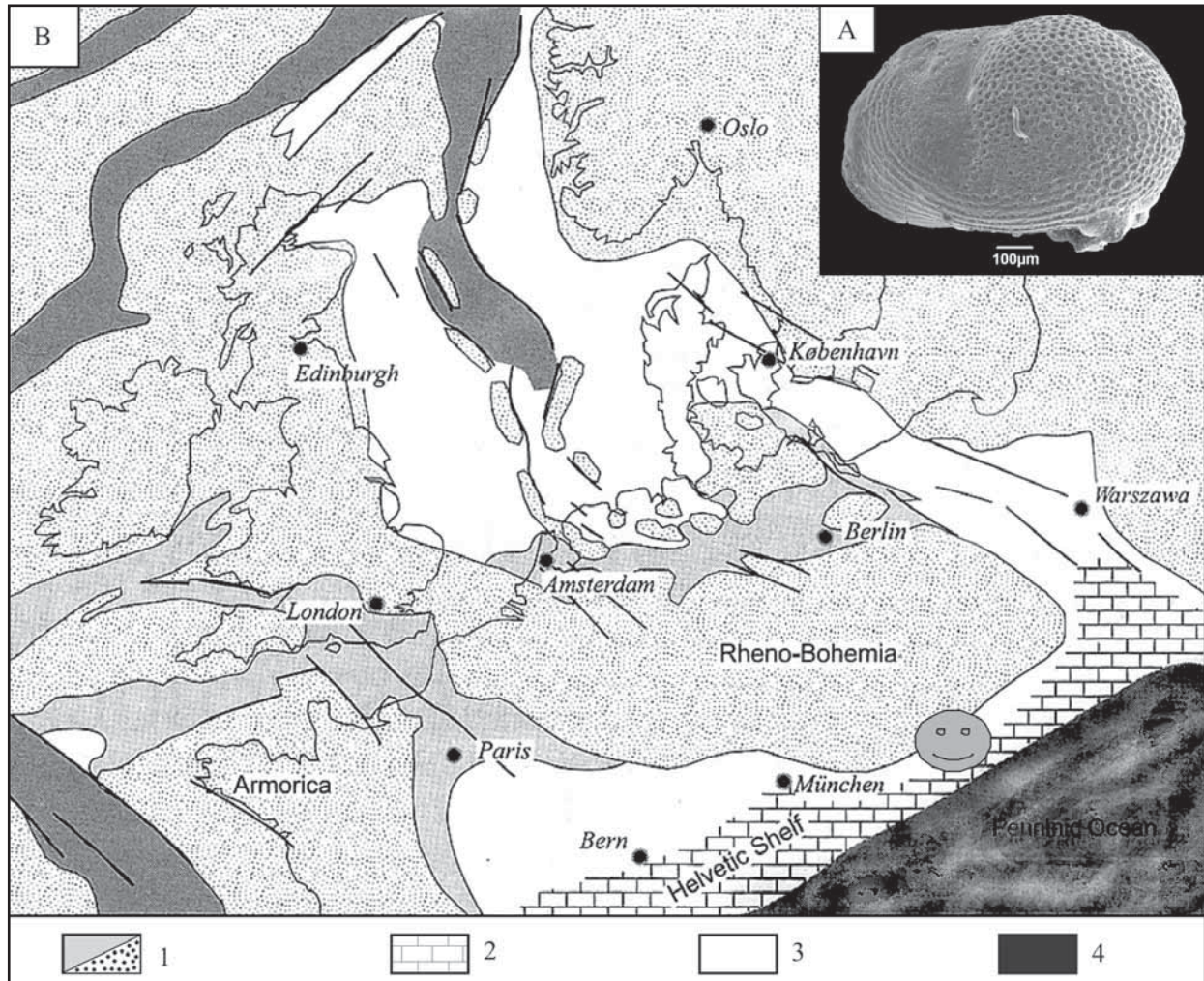


Fig. 1: (A) *Theriosynoecum forbesii* (Jones, 1885) found in the Early Miocene deposits at Cerová and (B) paleogeographic situation of the Early Cretaceous in Europe (from Voigt et al. 2008). A smiling gray pictogram shows approximate position of the locality Cerová. Legends: 1 – land area/Wealden, 2 – carbonate platform, 3 – shallow shelf, 4 – deep basin.

References

- Babinot, J. F. – Colin, J. P. – Tambareau, Y. (1996): Late Cretaceous non-marine ostracods from Europe: biostratigraphy, palaeobiogeography and taxonomy. – *Cretaceous Research* 17, 151–167.
- Horne, D. J. (1995): A revised ostracod biostratigraphy for the Purbeck-Wealden of England. – *Cretaceous Research* 16, 639–663.
- Voigt, S. – Wagreich, M. – Surlyk, F. – Walaszczyk, I. – Uličný, D. – Čech, S. – Voigt, Th. – Wiese, F. – Wilmsen, M. – Niebuhr, B. – Reich, M. – Funk, H. – Michalík, J. – Jagt, J. W. M. – Felder, P. J. – Schulp, A. S. (2008): Cretaceous. – In: McCann, T. (ed.): *The Geology of Central Europe, Vol. 2: Mesozoic and Cenozoic*, Geological Society of London, 923–997.

STRUKTURNÍ INTERPRETACE VMÍSTĚNÍ SVRCHNOKŘÍDOVÝCH SEDIMENTŮ DO SVRCHNOJURSKÝCH VÁPENCŮ SKALNÍ STĚNY MARTINKA (PAVLOVSKÉ VRCHY)

Structural interpretation of Upper Cretaceous sediments embedded within the Upper Jurassic limestone of Martinka cliff (Pavlovské vrchy hills)

Ivan Poul^{1,2}, Miroslav Bubík¹, Oldřich Krejčí¹, Lilian Švábenická³

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

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

³ Česká geologická služba, Klárov 131/3, 118 21 Praha; e-mail: lilian.svabenicka@geology.cz

(34–12 Pohořelice)

Key words: Outer Western Carpathians, Ždánice Unit, Tithonian, Upper Cretaceous, tectonics

Abstract

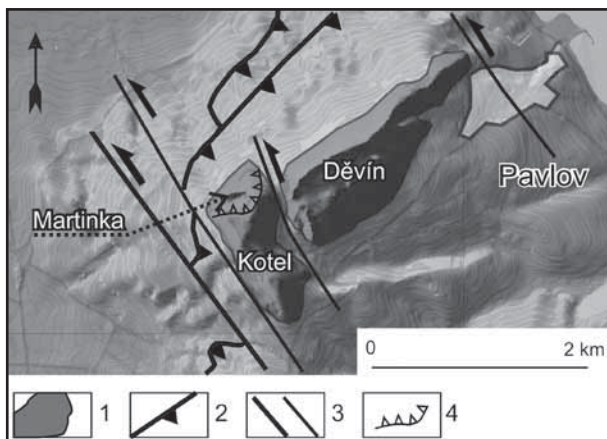
Within the upper Jurassic Ernstbrunn Limestone of the Martinka cliff embedded Upper Cretaceous calcareous silty claystones were found. Based on the foraminifers and calcareous nannofossils, the sediments are Middle Turonian in age and are assigned to the Klement Formation. The Cretaceous sediments were rather sandwiched within the Jurassic limestones by Alpine tectonic movement along the interlayer detachment and do not represent neptunic dykes as previously suggested.

Úvod

Morfologicky výrazné elevace vápenců Pavlovských vrchů na j. Moravě přitahují odjakživa pozornost geologů. Polohy svrchnokřídových sedimentů uzavřené uvnitř ernstbrunnských vápenců byly dříve interpretovány jako neptunické žíly vzniklé sedimentací do otevřených krasovo–tektonických rozsedlin (např. Poul, 2004). Nové výzkumy však prokázaly, že mnoho těchto „neptunických žil“ ve skutečnosti vzniklo zavrásněním mladších sedimentů podél smykových ploch. Stejným procesem byly vmístěny svrchnokřídové sedimenty do svrchnojurských vápenců skály Martinka.

Morfologická stavba vápenců v Pavlovských vrchách na jižní Moravě je kvestální – jv. svahy jsou mírné, ukláně-

jící se ve směru orientací ploch vrstevnatosti, na druhou stranu z. a sz. svahy jsou strmé, modelované erozí, skalním řícením a sesuvy. Skála Martinka je situovaná na sz. okraji bradla Kotel (obr. 1). Jedná se o přibližně 50 m vysokou skalní stěnu, která je silně postižena skalním rozsedáním a sesuvem. Vrstevnatost vápenců je zde velmi příkrá uklánějí se pod úhlem 75° k JV, jedná se o zřejmou rotaci odlomeného okraje vápencové šupiny po válcové smykové ploše. Na plochách vrstevnatosti zde došlo i k rozvolnění skalního masivu za vzniku 3–4 m široké skalní průrvy se strmými stěnami, orientované SSV–JJZ. Právě zde na jiho-východní strmé skalní stěně byly zjištěny kapsy vyplněné svrchnokřídovými jílovci.



Obr. 1: Západní okraj bradla Kotel; skála Martinka označena šipkou; 1 – mezozoikum, 2 – příkrovová plocha, 3 – zlomy, 4 – odlučná plocha sesuvu.

Fig. 1: Western margin of the Kotel klippe; Martinka cliff indicated by arrow; 1 – Mesozoic, 2 – Main thrust (nappe), 3 – faults, 4 – landslide plane.



Obr. 2: Mezivrstevní odlepení v ernstbrunnských vápencích se zavrásněnými písčivými jílovci klementskeho souvrství v s. části skály Martinka; místo odběru vzorků OK1 a PO3b.

Fig. 2: Sandy claystones of the Klement Formation sandwiched within the Ernstbrunn Limestone along the interlayer detachment, northern part of Martinka cliff; sampling point OK1 and PO3b.



Obr. 3: Morfologický útvar „Velká zátka“ na Martince, pohled k JZ; šipkou označeno místo odběru vzorku PO3a.

Fig. 3: Morphological feature „Great stopper“ at Martinka cliff, view to SW; sampling point PO3a indicated by arrow.

Jílovce jsou světle hnědošedě navětralé, místy zavě páskované (Liesgangovo páskování). Jsou vápnité, prachovité a písčité, místy jsou promíseny s vápencovou sutí. Jílovce vyplňují drobné kapsy v masivních bílých ernstbrunnských vápencích.

Materiál a metodika

Z jílovcových výplní „kapes“ v ernstbrunnských vápencích ve skalní průřevě byly odebrány tři mikropaleontologické vzorky pro biostratigrafické zařazení. Na s. konci skály Martinka to byly vzorky OK1 (2006) a PO3b (2008) – obr. 2. Uvnitř skalní průřevy pod zaklíněným blokem byl odebrán vzorek PO3a (2008) – obr. 3. Vzorky byly vyplaveny na sítích 0,063 mm v mikropaleontologické laboratoři České geologické služby v Brně. Relativně bohatá foraminiferová fauna byla biostratigraficky vyhodnocena

podle rozsahů uvedených v práci Premoli Silva – Verga (2004). Vápnité nanofosile byly studovány ve frakci 2–20 μm ve světelném mikroskopu při zvětšení 1 000 \times a stratigraficky korelovány se zónami UC (Burnett 1998).

Výsledky mikropaleontologického studia

Tafocenózy foraminifer všech tří studovaných vzorků jílovců se navzájem výrazněji nelišily, byly relativně bohaté, s převahou planktonických druhů. Z kýlnatých forem byly zjištěny *Dicarinella canaliculata*, *D. cf. primitiva*, *Marginotruncana coronata*, *M. pseudolinneiana*, *M. marginata* a *M. sinuosa*. Drobné druhy planktonu jsou zastoupeny druhy *Whiteinella baltica*, *Archaeoglobigeina cretacea*, *A. bosquensis*, *Heterohelix reussi*, *H. globulosa*, *Planohedbergella* spp., ojediněle *Archaeoglobigerina archaeocretacea*, *Hedbergella simplex*, *Heterohelix pulchra* aj. V bentické složce tafocenóz převažují vápnité druhy *Gyroidinoides nitidus*, *Gavelinella* spp., *Quadrimorphina* sp., *Reussella* sp., *Preabulimina* spp. aj. nad aglutinovanými: *Arenobulimina* sp., *Ataxophragmium* sp.

Jílovce obsahovaly poškozené a rekrystalované vápnité nanofosilie. Vzorek PO3a poskytl ojedinělé úlomky *Watznaeria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea* a *Gartnerago obliquum*, vzorek PO3b navíc *Quadrum intermedium* (5 segmentů), *Q. gartneri*, distální části rodu *Lucianorhabdus*, *Helicolithus cf. turonicus* a *Eiffellithus eximius*. Charakterem zachování a rekrystalizace připomínají způsob zachování nanofosilií santonského stáří, které byly nalezeny ve výplních kapes ernstbrunnských vápenců v Dolním Rakousku (Hofmann et al. 1999).

Diskuze

Zjištěné bentické foraminifery nejsou stratigraficky významné, absence zástupců rodu *Stensioeina* však indikuje předsantonské stáří. Planktonické foraminifery dovolují zařazení všech studovaných vzorků v rámci intervalu střední turon–coniac. Ojedinělý výskyt *Whiteinella archaeocretacea* naznačuje stáří středního turonu. Vápnitý nanoplankton zóny UC8 s *Eiffellithus eximius* dokládá střednoturonské stáří. Litologie sedimentů a biostratigraficky doložené stáří dovolují přiřazení svrchnokřídových sedimentů z Martinky ke klementsému souvrství.

Pavlovské vrchy vznikly jako složitá antiklinální struktura tvořená jurskými a svrchnokřídovými horninami. Původně jednolitá vápencová deska vylomená z podloží během nasouvání příkrovů Vnějších Západních Karpat byla zvrásněna do strukturních tvarů fault-bend-folds (podél zlomu ohnutých vrás), která byla po svém vzniku porušena levostrannými příčnými zlomy (Poul 2006, Poul – Melichar 2009, Poul et al. in press). Zmíněná struktura se vyvinula v důsledku pohybu po „stupňovitých“ přesmycích charakteru flat-ramp-flat (odlepení-rampa-odlepení). Mezivrstevní odlepení vznikala zpravidla na bázi klenťnického souvrství v „hlíznatých vápencích“ (tektonicky podrcené laminované vápence na bázi ernstbrunnských vápenců) a na diskordanci svrchní jura/svrchní křída. Rampy jsou vyvinuty buď v klenťnickém souvrství, v ernstbrunnských vápencích a nebo protínají celý horninový cyklus svrchní jury (Poul et al. in press).

Kapsy vyplněné jílovcí klementskeho souvrství uvnitř ernstbrunnských vápenců zřejmě vznikly zavrásněním těchto jílovců podél dílčího mezivrstevního odlepení během vzniku antiklinální struktury.

Závěr

Vápnité prachovité jílovce ve výplních kapes pod skalou Martinka představují nový výskyt klementskeho souvrství na sz. okraji Pavlovských vrchů. Jejich biostratigraficky doložené stáří je střední turon. Oproti dřívější interpretaci svrchnokřídových kapes uvnitř jurských vápenců jako neptunických žil interpretujeme tyto výskyty jako mladší sedimenty zavrásněné podél tektonických ploch (mezivrstevní odlepení) v souladu s moderním strukturním modelem Pavlovských vrchů.

Mikropaleontologické vyhodnocení vzorků bylo provedeno v rámci projektu GAČR P210/10/0841.

Literatura

- Burnett, J. A. (1998): Upper Cretaceous. In Bown P.R. (Ed.): *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. – British Micropalaeontological Society Publication Series, 132–199.
- Hofmann, T. – Švábenická, L. – Hradecká, L. (1999): Biostratigraphy of fissure fillings in the Ernstbrunn Limestone of the Waschberg Zone (Lower Austria). – *Abh. Geol. B.-A.*, 465–474. Wien.
- Poul, I. (2004): Paleonapjatostní analýza zlomů Pavlovských vrchů (Západní Karpaty). – MS, diplomová práce, PŘF MU. Brno.
- Poul, I. (2006): Nový tektonický model Pavlovských vrchů – flat-ramp-flat geometrie v externích Západních Karpatech. – MS, rigorózní práce, PŘF MU. Brno.
- Poul, I. – Melichar, R. (2009): Orientace příčných zlomů v Pavlovských vrchách na jižní Moravě (Západní Karpaty). – *Geol. výzk. Mor. Slez.*, 70–74. Brno.
- Poul, I. – Melichar, R. – Janečka, J. (in press): Thrust tectonics of the Upper Jurassic limestones in the Pavlov Hills (Outer Western Carpathians, Czech Republic). – In: Esplugas, J. P. (ed.): *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*. Geological Society, London.
- Premoli Silva, I. – Verga, D. (2004): *Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera*. International School on planktonic Foraminifera, 3rd Course: Cretaceous. – Universities of Perugia and Milan, Tipografia Pontefelcino, pp. 283, Perugia.

PALEOZOIKUM

PALEOZOIC

NÁLEZ ŽELEZITÝCH KONKRECÍ NA DRAHANSKÉ VRCHOVINĚ

Discovery of ferruginous concretions at the Drahaný Upland (Drahaná vrchovina)

Aleš Bajer, Jindřich Kynický, Hana Cihlářová

Ústav geologie a pedologie LDF Mendelova univerzita v Brně, Zemědělská 3, 613 00 Brno; e-mail: bajer@mendelu.cz

(24–23 Protivanov)

Key words: Drahaný Upland, Lower Carboniferous, Culm sediments, hematite, ferruginous concretions, iron-ore

Abstract

Spherical hematite concretions (0,5–2 cm) were found in soil horizon of „Lesní školka Seč“ within the period 2008–2009. The concretions occurred both individually as in clusters (4–7 pieces) within a profile of 20 cm deep and quartz are principal components of concretions. Concretions seem to be a product of treatment of iron ore with relicts of original natural structure of iron ore.

Úvod

V posledních dvou letech byly v areálu Lesní školky Seč při vyzvedávání sazenic opakovaně nacházeny kulovité konkrce velikosti 0,5–2 cm v průměru, celkové množství nalezených konkrací je odhadováno na cca 10 kg. Konkrce byly nacházeny v půdním profilu v hloubce do 20 cm jak jednotlivě, tak v shlucích v jakýchsi depresích (jamkách), v počtu 4–7 kusů. Při nedávné návštěvě lokality autoři příspěvku našli ojedinělé kusy na půdním povrchu.

Pozice nálezu

Lokalita se nachází na Drahané vrchovině v blízkosti obce Seč, na trati nazvané U ptačky, v nadmořské výšce 550 m, GPS souřadnice 49°30'59.83"N, 16°53'23.12"E. Poloha lokality je severně od potoka Hloučela cca 80 m nad jeho současným tokem, téměř na rovině. Geologické podloží lokality tvoří sedimentární horniny drahaného kulmu, konkrétně droby myslejovického souvrství (spodní karbon, visé).

Metodika

Terénní výzkum na sledované lokalitě se realizoval v letech 2009 a 2010. Byly odebrány desítky železitých konkrací, které byly následně laboratorně zpracovány na Mendelově univerzitě a Masarykově univerzitě. Další srovnávacích ca 30 vzorků bylo poskytnuto správcem Lesní školky Seč.

Mikrostruktury reprezentativních konkrací byly studovány na leštěných výbrusových preparátech v odraženém světle i na mikrosondě (SEM). Chemické složení hematitu bylo stanoveno na skenovacím elektronovém mikroskopu Cameca SX 100 na pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity a České geologické služby. Zvláštní zřetel byl brán na předpokládané příměsi Ni, Co, Ti, Zn,

Mg a Mn v základní hmotě Fe oxidů, jejich zvýšená přítomnost však nebyla prokázána.

Výsledky

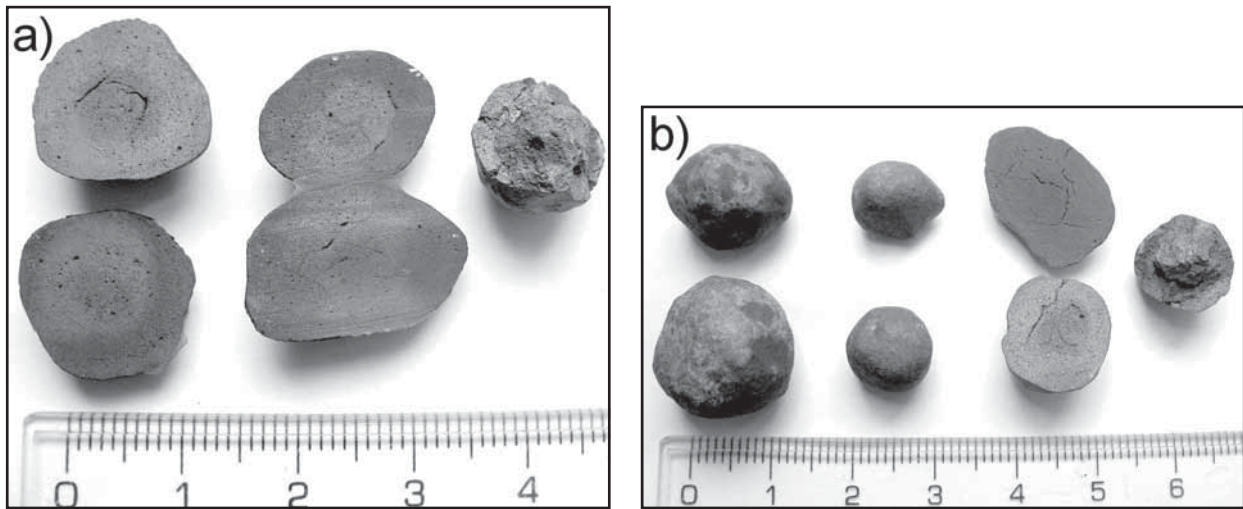
Petrografická charakteristika konkrací

Konkrce jsou nejčastěji o velikosti 10–15 mm (ca 90 % nálezů), velikostní škála nálezů je pak od 1 mm do 30 mm. Tvar konkrací je vždy kulovitý či vejčitý, nikdy zploštělý nebo plátkovitý, jak tomu bývá u limonitových konkrací. Barva je smolně černá až načervenalá, polokovového až kovového vzhledu. Povrch konkrací je hladký s nepravidelnými prohlubněmi a výstupky, povrch se celkově jeví jako opracovaný při transportu. Na řezech konkracemi jsou patrné náznaky koncentrické stavby, okrajové vrstvy jsou více homogenní a ztuhlé, zatímco jádrová část je často protkaná prasklinkami s volnými dutinami (obr. 1a, b).

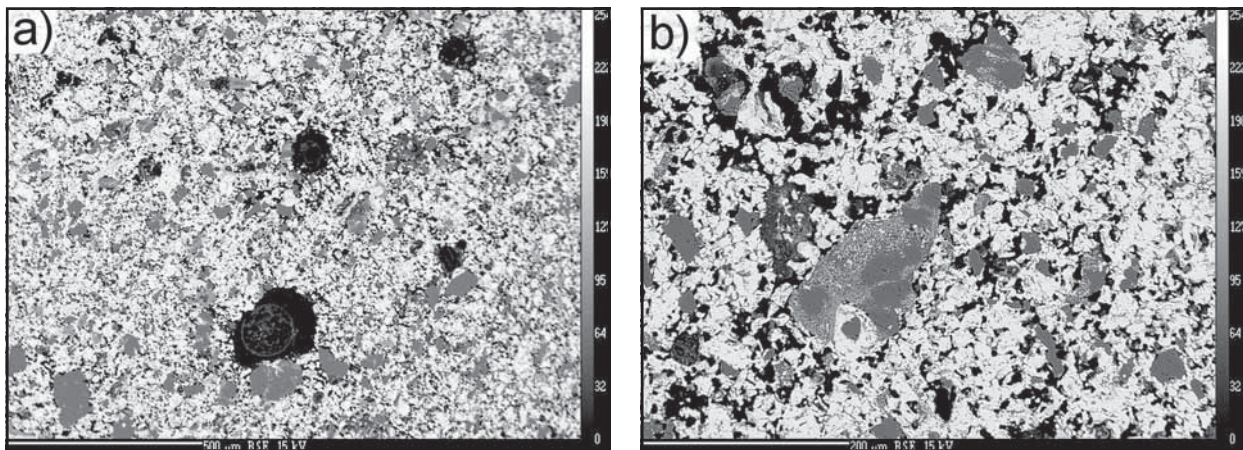
Studované výbrusové preparáty konkrací jsou tvořeny zejména velmi jemně šupinkatou anizotropní fází oxidů železa, v menší míře pak anizotropní fází, jíž lze považovat za reliktní přírodní struktury, původní rudninu (obr. 2a). Poměrně hojnou součástí jsou klasty křemene a v jádrových partiích konkrací i úlomky staršího horninového materiálu, pravděpodobně jaspilitu projevujícího se typickou přítomností nanoskopického hematitu v křemenu (obr. 2b). Tmel je tvořen převážně izotropní formou oxidu železa, jež nebyla přesně určena, pravděpodobně však magnetitem či maghemitem.

Mikrochemická charakteristika konkrací

Analyzované železité konkrce jsou tvořeny velmi čistým hematitem s minoritními příměsemi Ni, Co, Ti, Zn, Mg a Mn, které jsou zpravidla na hranici nebo pod mezí detekce použité mikrosondy, viz tab. 1. Pouze obsahy Zn a Ti jsou lokálně mírně zvýšené (ZnO – max. 0,18 %, TiO₂ – max. 0,12 %).



Obr. 1: Vzhled konkréci a průřezy koncentrickou stavbou. a) vnitřní stavba konkréci, b) povrch, tvar a průřez konkrécemi.
 Fig. 1: Appearance of concretions and a cross-section of concentric structure. a) interior structure of concretions, b) surface, shape and cross-section of concretions.



Obr. 2: Reprezentativní mikrofotografie jádrových partií konkréci. a) Jemně šupinkatý hematit s šedě zbarvenými uzavřeninami křemene, SEM, FOV 1,5 mm, b) Detail šupinkaté stavby s uzavřenými klasty křemene a zonálního jaspilitu, SEM, FOV 0,7 mm.
 Fig. 2: Representative microphotographs of concretions core. a) Fine-grained hematite with quartz grains (grey colour), SEM, FOV 1,5 mm, b) Detail of the photo 2a with quartz and zonal jaspilite grains, SEM, FOV 0,7 mm.

TiO₂ až 0,75 %). Krom těchto příměsí analýzy indikují i přítomnost nanoskopických nehomogenit v hematitu, viz overlap s křemenem indikovaný zvýšenými obsahy Si (obsah SiO₂ max. 17,51 %). Analyzovaný ojedinělý

magnetit v okrajových partiích jediné konkrerce má pouze minoritní obsahy Ti, Ni a Co.

Diskuze a závěr

Přes veškeré úsilí konfrontovat tyto železité konkrerce s jinými podobnými nálezky, podobné přírodní konkrerce nejsou známy. Studované konkrerce se mírně podobají železitým konkrécím v moravickém souvrství kulmu Nížkého Jeseníku, přestože jsou tyto velikostně i tvarově podobné, jejich složení odpovídá asociaci limonit, pyrit, goethit, křemen (Králík – Fojtík 1967), a je tedy rozdílné. Samotná pozice nálezky, tvar a zejména složení konkréci jsou velmi nezvyklé. Složení tvořené prakticky výhradně izotropní a anizotropní fází oxidu železa (hematitem, magnetitem, maghemitem, v některých částech doplněné drobnými klasty křemene) prakticky odpovídá jaspilitu a nepřímou ukazuje na spojitost s železnými rudami typu Lahn-Dill, hornin moravského kulmu (Goliáš 1999). Relikty původní struktury pravděpodobně prezentované anizotropní fází lze konfrontovat s dvěma typy železných rud z nedalekého ložiska Repešský žleb (Vlčí doly u Stínavy na Dražanské

č. vzorku	K1 -2009	K1 -2009	K2 -2009	K3 -2010	K4 -2010	K4 -2010
Fe ₂ O ₃	99,31	85,84	98,11	76,37	88,91	99,08
MnO	bd	bd	0,03	bd	bd	bd
TiO ₂	bd	0,04	bd	0,75	bd	0,08
Al ₂ O ₃	0,02	0,29	0,19	1,47	0,84	0,06
ZnO	bd	0,07	0,03	0,18	bd	bd
MgO	bd	bd	0,06	bd	bd	bd
SiO ₂	0,04	9,97	0,35	17,51	6,12	0,26
CaO	bd	0,07	bd	0,11	bd	bd
Total	99,36	96,29	98,77	96,39	95,87	99,48

bd – pod mezí detekce

Tab. 1: Chemické analýzy hematitu v souboru studovaných konkréci, vzorky K1 a K3 s charakteristickým zvýšeným obsahem SiO₂, typické pro polohy jaspilitu.

Tab. 1: Chemical analyses of hematite in representative set of concretions, K1 and K3 with characteristic increased contents of SiO₂, typical for jaspilite.

vrchovině). Může se jednat o pozůstatek původní rudy křemen-siderit-magnetitového typu či křemen-magnetitového typu rud daného ložiska (Zimák et al. 2000).

Velmi nízké obsahy Ni, Co, Ti, Mn a dalších příměsí typických pro oxidy Fe jsou však poněkud zarážející. Taktéž nízké zastoupení magnetitu a limonitu snad jen s výjimkou nepatrných náznaků na povrchu konkrací není zcela jasné.

V souvislosti s nálezy konkrací v blízkosti keltského opidida Staré Hradisko a přítomností četných nálezů úlomků železné rudy a železné strusky v okolí Hradiska a řečišti říčky Okluky (Goliáš – Prudká 1999) se nabízí možná spojitost s těžbou a zpracováním železné rudy z nedalekého ložiska Stínava – Repešský žleb buď ze strany Keltů či mladších osídlení v raném středověku. Předpokládané rozvedení a potvrzení této hypotézy bude předmětem dalšího studia autorského kolektivu.

Poděkování

Tato studie byla podpořena výzkumným záměrem Ministerstva školství, mládeže a tělovýchovy České republiky, č. 6215648902 Les a dřevo – podpora funkčně integrovaného lesního hospodářství a využívání dřeva jako obnovitelné suroviny.

Literatura

- Goliáš, V. (1999): Rudní mineralizace lokality Stínava-Repešský žleb. – Přírodověd. Stud. Muz. (Prostějov), Sv. 2, 57–68, Prostějov.
- Goliáš, V. – Prudká, A. (1999): Nástin historie těžby železných rud na ložisku v Repešském žlebu u Stínavy. – Přírodověd. Stud. Muz. (Prostějov), Sv. 2, 69–79, Prostějov.
- Králík, J. – Fojtík, Z. (1967): Železité konkrace v moravickém souvrství kulmu Nízkého Jeseníku. – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, ročník XIII, 3, 311–323, Ostrava.
- Müller, P. – Novák, Z. et al. (2000): Geologie Brna a okolí. ČGÚ, Praha.
- Zimák, J. – Krausová, D. – Novotný, P. (2000): Mineralogie železnorudného ložiska „Vlčí doly“ u Stínavy na Dražanské vrchovině. – Věstník ČGÚ, 75,1, 1–6, Praha.

XENOTIM-(Y) Z RUDNÍ ŽÍLY NA LOKALITĚ ZLATÝ DŮL U HLUBOČEK (KULM NÍZKÉHO JESENÍKU)

Xenotime-(Y) in ore vein at the locality Zlatý důl near Hlubočky (Culm of the Nížký Jeseník Upland)

Zdeněk Dolníček

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

(25–11 Hlubočky)

Key words: *Culm, Nížký Jeseník, xenotime, hydrothermal mineralization*

Abstract

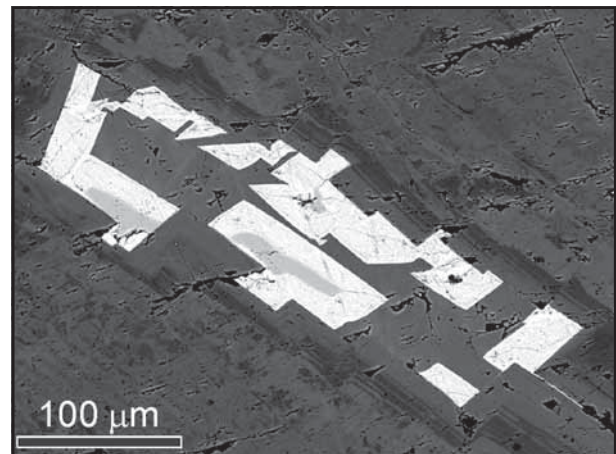
Xenotime occurs within polymetallic vein in dump material of former silver prospect at Zlatý důl near Hlubočky. The sample is formed by brecciated host Lower Carboniferous Culmian shales and siltstones, which are cemented by hydrothermal phases (quartz, siderite, carbonate of dolomite-ankerite series, chalcopyrite, dickite). Isometric grains of xenotime, up to 15 μm big, cut in form of a veinlet the hydrothermal quartz. Electron microprobe analyses showed that the studied phase is stoichiometric xenotime-(Y) containing 20 at. % of MREE and HREE instead of Y. Xenotime from Zlatý důl represents the first occurrence of MREE-HREE enriched REE-phase from hydrothermal veins in the whole Moravian-Silesian Culm. As such, its occurrence is a manifestation of (i) mobility of REE+Y under low-temperature conditions, and (ii) significant fractionation of REE in hydrothermal fluids hosted by low-grade Culmian metasediments.

Úvod

Lokalita Hlubočky-Zlatý důl se nachází přibližně 900 m sz. od žel. stanice Hlubočky-Mariánské Údolí, na břehu potoka Zlatý důl, který je pravostranným přítokem řeky Bystrice. Na levém břehu potoka se v blízkosti rekreačního objektu (chaty) nacházejí zbytky haldiček po středověké těžbě polymetalického zrudnění. Geologické prostředí je reprezentováno spodnokarbonskými kulmskými sedimenty moravického souvrství. Hydrotermální zrudnění je ve formě pravých žil vázáno na strmé dislokace směru SZ–JV. V haldovém materiálu lze studovat charakter hydrotermální mineralizace, kterou se podrobněji mineralogicky zabývali Zimák – Večeřa (1991). Úlomky žiloviny z odvalů jsou tvořeny zejména křemenem a karbonáty (starším dolomitom až Fe-dolomitom a mladším kalcitem), v nichž jsou vtroušena zrna nebo i větší kumulace sulfidických minerálů. Z nich je nejběžnější galenit a chalkopyrit, podstatně vzácnější jsou zrna pyritu a hnědého sfaleritu. Akcesoricky se v žilovině vyskytl i anatas a šupiny muskovitu. Mineralogické studium prokázalo dvě vývojové etapy hypogenního mineralizačního stadia, přičemž hlavní část sulfidických minerálů vznikla v mladší etapě. Ze sekundárních minerálů byl zjištěn limonit, covellín, chalkozín, malachit, chryzokol, anglesit, cerusit a oxihydroxidy manganu. Nově byl z lokality popsán i siderit (Zimák et al. 2002), ryzí stříbro, aragonit, směsný sekundární oxid Cu-Fe, brochantit, linarit a chalkantit (Novotný et al. 2005, Novotný – Pauliš 2006), zlato (Novotný 2009), dickit (Dolníček – Filip 2008) a pyromorfit (Novotný – Pauliš 2009).

Materiál a metodika

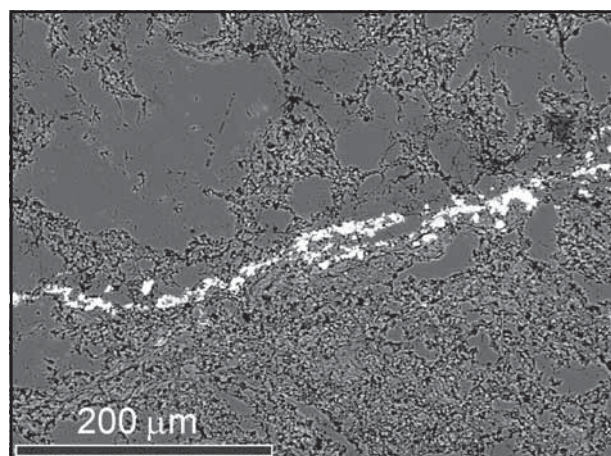
V r. 2007 byl na rozkopané haldičce nalézající se cca 20 m na JZ od chaty nalezen vzorek hydrotermální žiloviny s obsahem Cu-minerálů. Studovaný vzorek je tvořen křemenem, sideritem, karbonátem dolomit-ankeritové



Obr. 1: Krystaly sideritu (světlé), obrůstáné karbonátem dolomit-ankeritové řady (tmavý). Obraz BSE, foto P. Gadas.

Fig. 1: Siderite crystals (light) surrounded by carbonate of the dolomite-ankerite series (dark). BSE image, photo P. Gadas.

řady, chalkopyritem, dickitem a produkty supergenních přeměn (chalkozín, covellín a limonit). Hydrotermální minerály tmelí brekcii okolních hornin (černých tektonicky rozklouzaných břidlic, méně prachovců). Nejstarší fází je křemen, který má makroskopicky šedobílou barvu. Krystalizačně mladší jsou karbonáty. Starší siderit je zcela akcesorickou složkou žilné výplně, identifikovatelnou až v obraze odražených elektronů (obr. 1). Vytváří automorfně omezená růstově zonální individua o velikosti až 0,1 mm, která sloužila jako krystalizační základ pro mladší karbonát z dolomitové skupiny. Podle provedených mikrosondových analýz (tab. 1) obsahuje, kromě převažující sideritové komponenty (~85,0 mol. %), i zvýšený podíl kalcitové (~9,0 mol. %), méně i magnezitové (5,0 mol. %) molekuly, zatímco podíl rodochrozytu (0,9 mol. %) a smithsonitu (0,1 mol. %) je velmi nízký. Sukcesně mladší karbonát do-



Obr. 2: Žilka xenotimu (bílý), protínající starší hydrotermální křemen (černý). Obraz BSE, foto P. Gadas.

Fig. 2: Veinlet formed by xenotime (white) cut the older hydrothermal quartz (black). BSE image, photo P. Gadas.

lomit-ankeritové řady je drobnozrný (individua do 2 mm) a navětralý (rezavá barva). V obraze odražených elektronů (obr. 1) je místy patrná zonální stavba nasvědčující variacím v chemickém složení (analýzy nebyly provedeny). Karbonát dolomitové skupiny obsahuje vtroušená nepravidelná zrna chalkopyritu o velikosti až 2 mm. V centrální části vzorku byla přítomna v karbonátu dutina, lemovaná růstově zonálními klencovými krystaly karbonátu. Dutina samotná byla zcela vyplněna bílým jílovým minerálem s hedvábným leskem, který byl již dříve identifikován jako dickit (Dolníček – Filip 2008). Sekundární minerály mědi (chalkozín a covellín) zatlačují od okrajů a po trhlinách zrna chalkopyritu, kdežto limonitizaci podléhají karbonáty.

Chemické složení minerálů bylo stanoveno na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 na společném pracovišti ČGS a PřF MU v Brně (operátor P. Gadas). Analýzy byly provedeny ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, proud vzorkem 10 nA, šířka svazku 5 μm (siderit), resp. 1 μm (xenotim). Jako standardy byly použity syntetické fáze či dobře definované minerály.

Xenotim ze Zlatého dolu

Xenotim byl nalezen až při studiu leštěného výbrusu z výše charakterizovaného vzorku na mikrosondě. Minerál vytváří izometrická zrnka o velikosti do 15 μm, která žilkovitě pronikají starším křemenem (obr. 2). V odražených elektronech je patrná kompozičně homogenní stavba dané minerální fáze. Chemické složení (tab. 2) nasvědčuje velmi čistému xenotimu, s nízkým obsahem

	45 / 1 .	46 / 1 .
P ₂ O ₅	0,03	0,03
SiO ₂	0,99	1,26
SO ₂	0,03	0,07
FeO	54,62	57,76
MnO	0,56	0,57
MgO	1,82	1,69
CaO	4,72	4,24
SrO	0,04	0,03
ZnO	0,06	0,08
Total	62,88	65,73

Fe	0,846	0,864
Mn	0,009	0,009
Mg	0,050	0,045
Ca	0,094	0,081
Sr	0,000	0,000
Zn	0,001	0,001
Catsum	1,000	1,000

Tab. 1: Bodové WDX analýzy sideritu ze Zlatého dolu (hm. %) a empirické vzorce vypočtené na základ 1 atomu kyslíku.

Tab. 1: Spot WDX analyses of siderite from Zlatý důl (wt. %) and empirical formulae recalculated on the basis of 1 atom of oxygen.

	33 / 1 .	34 / 1 .
SO ₃	0,03	0,07
P ₂ O ₅	33,39	32,33
As ₂ O ₅	0,00	0,00
SiO ₂	2,41	2,91
ThO ₂	0,65	1,30
UO ₂	0,27	0,45
Al ₂ O ₃	0,30	0,64
Y ₂ O ₃	40,06	36,85
La ₂ O ₃	0,03	0,02
Ce ₂ O ₃	0,00	0,00
Pr ₂ O ₃	0,00	0,00
Nd ₂ O ₃	0,25	0,22
Sm ₂ O ₃	0,65	0,51
Gd ₂ O ₃	3,32	2,75
Dy ₂ O ₃	7,81	7,08
Ho ₂ O ₃	1,11	0,95
Er ₂ O ₃	3,57	3,19
Yb ₂ O ₃	2,07	1,91
Lu ₂ O ₃	0,61	0,63
CaO	0,19	0,68
FeO	0,13	0,27
MnO	0,00	0,00
PbO	0,31	0,30
F	0,16	0,19
Total	97,32	93,24

S	0,001	0,002
P	0,952	0,947
Si	0,081	0,101
Th	0,005	0,010
U	0,002	0,003
Al	0,012	0,026
Y	0,718	0,678
La	0,000	0,000
Nd	0,003	0,003
Sm	0,008	0,006
Gd	0,037	0,031
Dy	0,085	0,079
Ho	0,012	0,010
Er	0,038	0,035
Yb	0,021	0,020
Lu	0,006	0,007
Ca	0,007	0,025
Fe	0,004	0,008
Pb	0,003	0,003
F	0,017	0,020
Catsum	1,995	1,994

Tab. 2: Bodové WDX analýzy xenotimu ze Zlatého dolu (hm. %) a empirické vzorce vypočtené na základ 4 atomů (O+F).

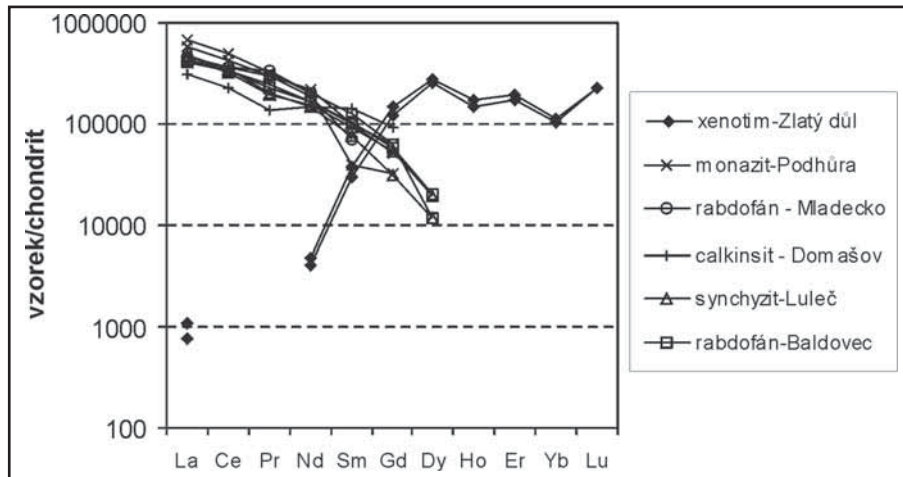
Tab. 2: Spot WDX analyses of xenotime from Zlatý důl (wt. %) and empirical formulae recalculated on the basis of 4 atoms of (O+F).

SiO₂ (kolem 2,5 hmot. %), vápníku (0,2 a 0,7 hmot. %) a fluoru (0,17 hmot. %). Lze konstatovat velmi dobrou

lokality	minerál	minerální asociace mineralizace	reference
Podhůra	monazit-(Ce)	křemen, chlorit	Zimák – Novotný (2002)
Mladecko	rabdořán-(Ce)	křemen, chlorit	Zimák – Novotný (2002)
Domašov n. Bystřicí	calkinsit-(Ce)	kalцит, Mg-ankerit	Zimák – Novotný (2002)
Rozstání-Baldovec	rabdořán-(Ce)	K-živec, křemen, chlorit	Krmíčec et al. (2005)
Luleč	synchyzit-(Ce)	kalцит, sfalerit	Krmíčec et al. (2005)
Hlubočky-Zlatý důl	xenotim-(Y)	křemen, siderit, dolomit, chalkopyrit, dickit	tato práce

Tab. 3: Přehled dosavadních nálezů REE minerálů na hydrotermálních žilách v moravskoslezském kulmu.

Tab. 3: An overview of known occurrences of REE minerals in hydrothermal veins from Moravo-Silesian Culm.



Obr. 3: C1-chondritem normalizované distribuce prvků vzácných zemin v xenotimu ze Zlatého dolu a v dalších REE-minerálech z hydrotermálních žil v oblasti moravskoslezského kulmu (viz tab. 3). Normalizační hodnoty podle Anderse a Grevesseho (1989).

Fig. 3: C1-chondrite normalized REE distributions in xenotime from Zlatý důl and in other REE-phases found in hydrothermal veins of the Moravo-Silesian Culm (cf. Table 3). Normalization values according to Anders and Grevesse (1989).

stechiometrii dané fáze (0,95 apfu P, suma 1,995 kationů na vzorcovou jednotku). Zhruba 20 % strukturních pozic yttria je zastupováno REE (v součtu 19,1 a 21,0 mol. %), což umožňuje daný minerál klasifikovat jako xenotim-(Y).

Diskuze a závěr

Nález ze Zlatého dolu představuje pro oblast moravskoslezského kulmu první nález xenotimu na hydrotermální žíle. Zároveň je to pro danou oblast a dané minerogenetické prostředí první nález samostatného REE+Y minerálu s dominantním zastoupením Y a středních až těžkých prvků vzácných zemin. Všechny dosud nalezené

samostatné hydrotermální minerály prvků vzácných zemin byly výrazně obohaceny na nelehčí REE (viz obr. 3), a ve všech případech jejich chemické složení odpovídalo Ce-koncovým členům (srov. tab. 3). Nový nález je nejen dalším dokladem mobility prvků vzácných zemin za podmínek, při nichž docházelo k formování daných hydrotermálních žil (viz též Zimák – Novotný 2002), ale je i dokladem významné lokální frakcionace prvků vzácných zemin za relativně nízkoteplotních hydrotermálních podmínek (srov. Krmíček et al. 2005). Významná frakcionace REE byla dosud popisována hlavně z „alpských“ žil v krystaliniku, kde je vysvětlována vyšší koncentrací silných REE-komplexujících ligandů (iontů fluoridových, hydroxidových, fosfátových či karbonátových) v retrogradně-metamorfních fluidech, obohacených o zmíněné ligandy při alteracích biotitu, amfibolu, apatitu (např. Bau – Möller 1992). Ukazuje se, že k významné frakcionaci REE může dojít i v prostředí velmi málo metamorfovaných kulmských sedimentárních hornin.

Poděkování

Autor děkuje P. Gadasovi (MU Brno) za vyhotovení WDX analýz. Laboratorní etapa byla finančně podpořena grantem GAČR 205/07/P130.

Literatura

Anders, E. – Grevesse, N. (1989): Abundance of the elements: Meteoritic and solar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 197–214.
 Bau, M. – Möller, P. (1992): Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. – *Mineral. Petrol.*, 45, 231–246.
 Dolníček, Z. – Filip, J. (2008): Dickit z hydrotermální žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nízkého Jeseníku). – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2007, 15, 62–64. Brno.
 Krmíček, L. – Sulovský, P. – Halavínová, M. (2005): Výskyt minerálů vzácných zemin na hydrotermálních žilách Dražanské vrchoviny. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2004, 12, 64–68. Brno.
 Novotný, P. (2009): Ověřovací práce v historických důlních dílech v okolí Velké Bystřice. – *Sborník abstraktů Moravskoslezské paleozoikum 2009*, 7–9. Olomouc.
 Novotný, P. – Pauliš, P. (2006): Stříbro z Mariánského Údolí a kalciopetersit z Domašova nad Bystřicí. – *Zprávy VMO, přír. vědy*, 285–287, 2–32. Olomouc.
 Novotný, P. – Pauliš, P. (2009): Pyromorfit z Hluboček-Mariánského Údolí – nový výskyt v moravskoslezském kulmu. – *Zprávy VMO, přír. vědy*, 297, 34–38. Olomouc.
 Novotný, P. – Sejkora, J. – Pauliš, P. (2005): Nové nálezy supergenních minerálů v horninách moravskoslezského spodního karbonu (kulmu) v okolí Olomouce. – *Bull. Mineral. – petrolog. Odd. Nár. Muz. Praha*, 13, 172–176. Praha.
 Zimák, J. – Novotný, P. (2002): Minerály vzácných zemin na hydrotermálních žilách v kulmu Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 51, 179–182. Opava.
 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.
 Zimák, J. – Večeřa, J. (1991): Mineralogická charakteristika Cu-Pb zrudnění na lokalitě „Zlatý důl“ u Hluboček-Mariánského Údolí u Olomouce. – *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geogr.-geol. XXX*, vol. 103, 63–74. SPN Praha.

STRATIGRAFIE HRANIČNÍHO INTERVALU DEVON/KARBON V LESNÍM LOMU (BRNO-LÍŠEŇ)

Stratigraphy of the Devonian/Carboniferous boundary interval in the Lesní lom quarry (Brno-Líšeň)

Tomáš Kumpan

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: kumpan.tom@gmail.com

(24–41 Vyškov)

Key words: Devonian/Carboniferous boundary, Hangenberg event, conodont biostratigraphy, carbonate microfacies, gammaspectrometry.

Abstract

Based on the high-resolution stratigraphic study (conodont biostratigraphy, carbonate sedimentology and petrophysics-gammaspectrometry) typical facial succession of the global Devonian/Carboniferous boundary multiphase Hangenberg event was identified in the Lesní lom quarry (Brno-Líšeň, southern part of the Moravian Karst).

Úvod

V současné době probíhají revize hranice devonu a karbonu (dále D/K), které ukazují na nedostatky mezinárodně platné definice báze karbonu i samotného umístění stratotypu hranice D/K na profilu La Serre v jižní Francii (Kaiser 2009). První výskyt indexového konodontového taxonu báze karbonu *Siphonodella sulcata* (Huddle), vázaného na hlubší facie, je často diachronní vzhledem ke globálnímu změlčení, které je spojené s glacieustatickým pádem hladiny (Kalvoda 1986). Vzhledem k tomu, že většina D/K profilů spadá do regresního režimu, vyplynula nutnost nalézt vhodnější indexový taxon pro bázi karbonu. Takovým se zdají být zástupci protognathodové fauny (*Protognathodus kockeli* (Bischoff) nebo *Pr. kuehni* Ziegler & Leuteritz) (Kaiser 2009).

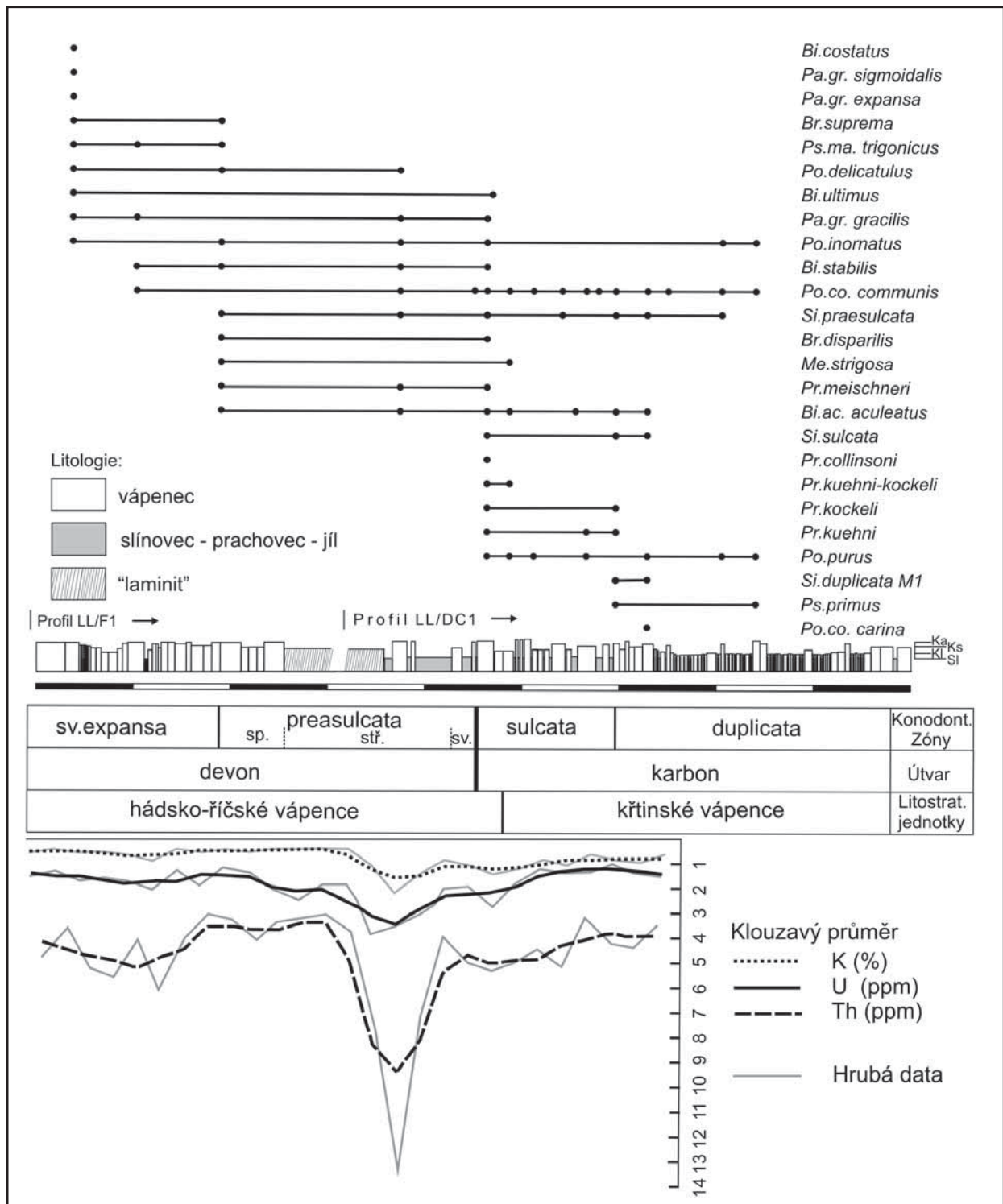
Rozsáhlý odkryv rekultivovaného Lesního lomu v nejj jižnějším cípu Moravského krasu v Brně-Lišni zastihuje v několika tektonických blocích karbonáty vývoje Moravského krasu v intervalu frasn–tournai. D/K hraniční polohy v líšeňském souvrství v horákovském litofaciálním vývoji jsou odkryty ve východní stěně lomu, ve které byly umístěny studované profily. D/K interval byl na lokalitě detailně studován v době těžby Kalvodou a Kukalem (1987) na několika profilech, které jsou však dnes již odtěžené. Lokality v jižní části Moravského krasu jsou světově významné společným výskytem konodontů (a to jak rodu *Siphonodella* tak *Protognathodus*), sloužících ke korelacím hlubokovodnějších facií, a foraminifer, které jsou využitelné pro zonaci mělkovodních facií (Kalvoda – Kukul 1987). Na základě studia mikrofacií, konodontové biostratigrafie a petrofyzikálních vlastností (gamaspektrometrie) odkrytého hraničního intervalu byly identifikovány standardní konodontové zóny a typický faciální sled, který odpovídá změnám sedimentace v rámci globálního multifázového hangenbergského eventu (Kalvoda et al. 1999).

Metodika

Na profilech označených LL/F1 a LL/DC1 (obr. 1) byla detailně makroskopicky prostudována litologie a v pravidelných krocích (25 cm) změřena terénním gamaspektrometrem (RS-230 SuperSpec, Radiation Solutions, Inc., Canada) koncentrace K (%), Th (ppm) a U (ppm) s dobou měření 180 s. Bylo odebráno 26 vzorků, ze kterých byly zhotoveny výbrusy na mikrofaciální analýzu. Na studium konodontové fauny bylo odebráno 27 vzorků o průměrné hmotnosti 3 kg, ze kterých byly po rozpuštění v 20% kyselině octové manuálně separovány konodontové elementy. Ty byly determinovány dle dostupné literatury. Determinace především přechodných forem stratigraficky významných taxonů byla konzultována s dr. S. Kaiserovou (Univerzita Bonn). Pro detailní biostratigrafické členění byly použity standardní konodontové zonace pro svrchní famen (Ziegler – Sandberg 1990) a spodní tournai (Sandberg et al. 1978).

Výsledky

D/K interval byl studován od konodontové zóny svrchní *Palmatolepis gracilis expansa* do zóny spodní *Siphonodella duplicata*. Spodní část profilu LL/F1 (obr. 1) je tvořena skeletálními kalciturbidity hádsko-říčských vápenců (grainstone-packstone gradující až do lime-mudstone). V mocnosti prvních 2 m náleží do zóny svrchní *Palmatolepis gracilis expansa*, obsahující typickou asociaci s *Bispathodus ultimus* (Bischoff), *Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus* Ziegler a *Branmehla suprema* (Ziegler). V nadložních polohách skeletálních turbiditů byl nalezen druh *Siphonodella praesulcata* Sandberg, který řadí tuto úroveň již do zóny spodní *Siphonodella praesulcata*. Půl metru nad prvním výskytem *Siphonodella praesulcata* Sandberg začíná přes 1,5 m mocná poloha laminovaného lime-mudstone s nehojnými radiolariemi („laminit“).



Obr. 1: Stratigrafické, litostratigrafické a biostratigrafické schéma hraničního intervalu devon/karbon v Lesním lomu s vyznačeným výskytem konodontové fauny, litologie a gammaspektrometrickými křivkami. Ka – kalciarenit, Ks – kalcisiltit, Kl – kalcilitit, Sl – slinitý prachovec nebo jíł.

Fig. 1: Stratigraphic, lithostratigraphic and biostratigraphic chart of the Devonian/Carboniferous boundary interval at Lesní lom quarry with marked occurrence of conodont fauna, lithology and gammaspectrometric curves. Ka – calciarenite, Ks – calcisiltite, Kl – calcilitite, Sl – marly siltstone or clay.

Bázi profilu LL/DC1 (obr. 1) představuje svrchní partie laminitu s nadložní polohou tmavého jílu a výše kalciturbiditu, který obsahuje kromě přeplavené fauny ze zóny *Palmatolepis expansa* a spodní *Siphonodella praesulcata* také druh *Protognathodus meischneri* Ziegler, které řadí

vzorek do zóny spodní–střední *Siphonodella praesulcata*. Zóna střední *Siphonodella praesulcata* je celosvětově špatně identifikovatelná, neboť definice báze je založena na vymezení taxonu *Palmatolepis gracilis gonioclymeniae* Müller, který se v Lesním lomu podobně jako na mnoha dalších

lokalitách nevyskytuje (Kaiser 2005). Následuje 0,8 m slinitých prachovců s ččkami kalciturbiditů (packstone – lime-mudstone), které obsahují velice chudou a stratigraficky neprůkaznou konodontovou faunu s *Polygnathus communis communis* Branson & Mehl. Ve vyšší části tohoto intervalu se nachází písčité grainstone – lime-mudstone s velice hojnými goniatity. Bazální karbonská poloha kondenzovaného grainstone s ooidy poskytla konodonty zóny *Siphonodella sulcata* zahrnující *Si. sulcata* (Huddle), zajímavý výskyt přechodné formy *Si. sulcata – duplicata*, svrchní protognathodovou faunu s *Pr. kuehni* Ziegler & Leuteritz, *Pr. kockeli* (Bischoff), *Pr. collinsoni* Ziegler, *Pr. meischneri* Ziegler a velké množství rozmanitých ichtyolitů. V těsném nadloží dochází k faciální změně do křtinských vápenců, které jsou reprezentovány kalovými kalciturbiditami s pozadovou sedimentací lime-mudstone, slínovců a málo početnými vločkami grainstone-packstone, které obsahují foraminifery. Metr nad bází zóny *Siphonodella sulcata* se vyskytuje rod *Si. duplicata*, který určuje bází zóny spodní *Siphonodella duplicata*.

Gamaspektrometrická data (obr. 1) pro polohy pod laminitem ukazují hodnoty bez výraznějších odchylek kolem 0,6 % K, 3,9 ppm Th a 1,4 ppm U. V průběhu polohy laminitu hodnoty narůstají a nejvyšší pozitivní odchylka je v tmavých jílech (2,1 % K, 13,6 ppm Th a 3,8 ppm U) v těsném nadloží laminitu. Do zóny *Siphonodella sulcata* pak hodnoty klesají a Th a K jsou opět stabilní, ale vyšší než pod laminitem (Th 4,2 ppm a K 1%). Hodnoty U se vrací na úroveň hodnot pod laminitem ve střední části zóny *Siphonodella sulcata*.

Diskuze a závěr

Na studovaném profilu lze identifikovat sled facií typických pro globální multifázový hangenbergský event, jehož typové lokality leží v Rýnském břidličném pohoří v oblasti antiklinály Remscheid-Altene. Mimo typovou oblast jsou litologické změny hangenbergského eventu známé např. z Durynska, Karnských Alp, jižní Francie, Pyrenejí, jižní Číny, Íránu, Maroka, Ghany, Kanady a Ohia (Kaiser 2005). Skeletální kalciturbidity hádsko-říčských vápenců zón sv. *Palmatolepis gracilis expansa* – sp. *Siphonodella praesulcata* indikují hlubší sedimentační prostředí na základě palmatolepis-bispathodové biofacie (turbiditními proudy nabohacené o mělkovodnější polygnathovou složku), ekvivalentní facií wocklumských vápenců v Rýnském břidličném pohoří (Kaiser 2005). Iniciální regresní puls na bázi stř. *Siphonodella praesulcata* s analogií facie drewerského pískovce (Kaiser 2005) se na lokalitě neprojevil zřejmě díky regionálním tektonickým pochodům. Poloha laminitu s tmavým jílem odpovídá hlavní transgresní fázi v zóně stř. *Siphonodella praesulcata*, tedy ekvivalentu facie hangenbergských černých břidlic. Následná hlavní regresní fáze s ekvivalentem facie hangenbergských břidlic a pískovců je na studovaném profilu reprezentována polohou se slinitými prachovci a písčitémi vápenci. Nejvyšší devonský kalcisiltit (zóna sv. *Siphonodella praesulcata*) s goniatity a bazální karbonský kondenzovaný kalciarenit jsou ekvivalentní facií stockumských vápenců (Kaiser 2005). Od spodní části zóny *Siphonodella sulcata* sedimentují křtinské vápence (kalové kalciturbidity a hemipelagity), které lze korelovat s facií hangenbergských vápenců. Tato změna sedimentace odpovídá závěrečnému *sulcata* eventu (Kalvoda – Kukal 1987).

Gamaspektrometrická data ukazují pozitivní odchylku K, Th i U vázanou na polohu laminitu, tedy hlavní transgresní fázi hangenbergského eventu. Tu lze korelovat s odchylkou na gama křivce ze stratotypu La Serre (O. Bábek, ústní sdělení).

Literatura

- Kaiser, S. I. (2005): Mass extinctions, climatic and oceanographic changes at the Devonian–Carboniferous boundary. – Doctoral Thesis, Ruhr University – Bochum.
- Kaiser, S. I. (2009): The Devonian/Carboniferous boundary stratotype section (La Serre, France) revisited. – Newsletters on Stratigraphy, 43, 195–205.
- Kalvoda, J. (1986): Upper Frasnian-Lower Tournaisian events and evolution of calcareous foraminifera, close links to climatic changes. – In: Walliser, O. H. (Ed.) Global Bio-events: a critical approach. Lecture Notes in Earth Sciences, 8, 225–236, Springer Verlag, Berlin.
- Kalvoda, J. – Kukal, Z. (1987): Devonian–Carboniferous Boundary in the Moravian Karst at Lesní lom Quarry, Brno-Líšeň, Czechoslovakia. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 98, 95–117.
- Kalvoda, J. – Bábek, O. – Malovaná, A. (1999): Sedimentary and Biofacies Record in Calciturbidites at the Devonian–Carboniferous Boundary in Moravia (Moravian-Silesian Zone, Middle Europe). – Facies, 41, 141–158.
- Sandberg, C. A. – Ziegler, W. – Leuteritz, K. – Brill, S. M. (1978): Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). – Newsletters on Stratigraphy, 7, 102–120.
- Ziegler, W. – Sandberg, C. A. (1990): The Late Devonian Standard Conodont Zonation. – Courier Forsch. – Inst. Senckenberg, 121, 1–115.

REKONSTRUKCE AG-DOLŮ U HORNÍHO BENEŠOVA

Restoration of the Ag-mines near Horní Benešov

Josef Večeřa

Česká geologická služba, Erbenova 1, 790 01 Jeseník; e-mail: josef.vecera@geology.cz

(15–31 Bruntál)

Key words: Horní Benešov, mining history, restoration of the mines, historical maps

Abstract

Surface remnants after mining of the Ag ores at Horní Benešov are practically completely destroyed. This remnants were reconstructed on the base of the written and map sources from 16. to 20. centuries. One of the most important main problems was finding out of used linear measures of individual authors. Interpreted mines were plotted to the maps with coordinate system (JSTK). A precision of the reconstruction was enabled by present water outflow in locations of the expected shafts.

V současné době je prostor stříbrných dolů u Horního Benešova zcela zastavěn bývalým areálem závodu RD a novodobým odvalem. Pouze před čelem odvalu se nachází zasutá jáma označovaná jako Weidenschacht a u Lihovaru dochází v místech předpokládaného průběhu štoly sv. Tří králů k vodním průsakům. Při rekonstrukci jsme tak odkázáni pouze na dřívější mapy a popisy.

Pro rekonstrukci dolů u Horního Benešova bylo využito vybraných 16 map a 6 textových zpráv a výkazů. Nejdůležitějším a zároveň nejstarším použitelným zdrojem informací o stříbrných dolech jsou zprávy a mapa Christoph Herdecka z druhé poloviny 16. stol. (ZA Opava, fond Karolinský katastr). Poté nastává téměř 200letý informační hiát a teprve z let 1763–1767 se opět dochoval použitelný materiál k rekonstrukci zdejších dolů. Jedná se o zprávu Johanna Antona Alise, která byla základním materiálem k pokusu o obnovu zdejších dolů erárem a poté měsíční hlášení o průběhu prací od Johanna Jacoba Lutze, včetně tří dochovaných map (ZA Opava, fond Královský úřad; Österreichisches Staatsarchiv Wien – fond Mapy a plány). Z obnovy dolů na počátku 19. stol. se dochovaly zprávy z měsíčních odebírek při ražbě Maxmilianovy štoly (SOKA Bruntál, prac. Krnov, fond Horní těžířstvo v Horním Benešově). Pro lokalizaci objektů v okolí jámy Johann jsou důležité důlní mapy z počátku 20. stol. od Franze Kretschmera a tehdejšího správce dolů A. Heinzela (Janečka 1951, SOKA Bruntál, prac. Krnov, fond Horní těžířstvo v Horním Benešově; ZA Opava, fond HU Karviná-západ) a důlní mapy z počátků novodobého průzkumu a těžby (Janečka 1951; Muzeum Bruntál; Podnikový archiv DIAMO s. p., o. z. GEAM, provoz RD Zlaté Hory). Důležitým podkladem byly i indikační skicy Stablního katastru, na nichž jsou zakresleny úhory, které odpovídají některým rekonstruovaným nebo ještě dnes patrným odvalům (ZA Opava, Stablní katastr).

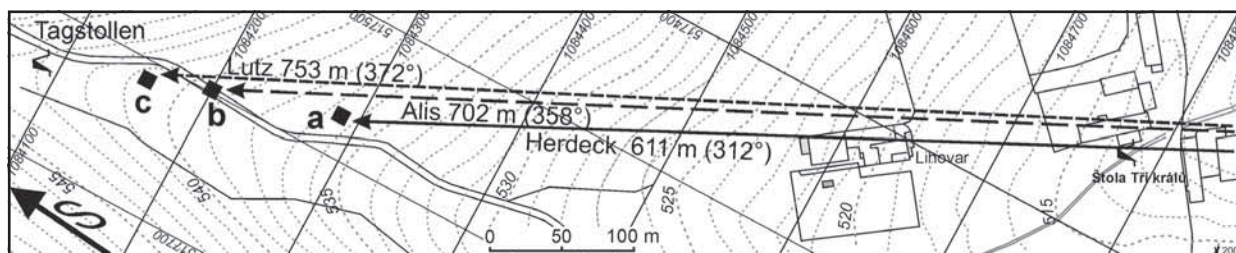
Hlavním úkolem bylo lokalizovat důlní díla zobrazená na Herdeckově mapě, která je neúplnější a mnohá zobrazená díla se již nikde jinde nevyskytují. Herdeckova mapa je obrázková a i sám autor ji označuje za náčrt. Přesto jsme při rekonstrukci předpokládali, že alespoň rámcově budou dodrženy proporce jednotlivých vzdáleností na mapě, snad s výjimkou míst se složitějšími obrázky.

Prvním krokem byla lokalizace Lutzových map na základě známých bodů a tím usazení do souřadnicové

	Lutz		Alis			Herdeck		
	látro	metry	látro	metry	metry	látro	metry	metry
		(l. uher)		(l. vídeň)	(l. freib.)		(l. vídeň)	(l. freib.)
	1	2,025	1	1,89	1,96	1	1,89	1,96
1	573,5	1161	585	1105	1146	588	1111	1152
2	349,5	708	358	677	702			
3	223,5	452,5	227	429	445			
4	64	130	65	122,85	127,4			
5	159	322,5	162	306	318			
6	104	210	96	181	188			

Tab. 1: Srovnání vzdáleností podle J. J. Lutze a přepočtení hodnot J. A. Alise a Ch. Herdecka dle freiberského a vídeňského látra. Vysvětlivky: 1 – celková délka důlního pole po žílu Elisabeth; 2 – vzdálenost ústí štoly od Alisovy jámy Schwaben; 3 – vzdálenost od jámy Schwaben k žíle Elisabeth; 4 – od žíly Elisabeth po poslední světlík na Tagstollen; 5 – od posledního světlíku na Tagstollen po jámu Schwaben; 6 – od posledního světlíku na Tagstollen po ústí Tagstollen

Tab. 1: Comparison of distances according to J. J. Lutz and recalculation of values of J. A. Alis and Ch. Herdeck according to Freiberg and Wien cluster. Legend: 1 – total distance of the pit field up to Elisabeth vein, 2 – distance of adit mouth up to Alis shaft, 3 – distance from Schwabe shaft to Elisabeth vein, 4 – distance from Elisabeth vein up to last air shaft at Tagstollen, 5 – distance from the last air shaft at Tagstollen up to Schwaben shaft, 6 – distance from the last air shaft at Tagstollen up to Tagstollen mouth.)



Obr. 1: Poloha jámy Schwaben dle jednotlivých autorů. a) dle Herdecka; b) dle Alise; c) zcháňaný světlík dle Lutze, později nazývaný Weidenschacht, který je veden v databázi ČGS-Geofondu jako HDD světlík Schwaben.

Fig. 1: Location of the Schwaben shaft according to individual authors: a) according to Herdeck; b) according to Alis; c) exhausting air shaft according to Lutz, later called Weidenschacht, which is in the database CGS named as a HDD air shaft Schwaben.

ho systému. Jedním je jáma St. Katharina, jejíž polohu lze upřesnit na základě důlní mapy Kretschmera, z níž vyplývá, že se nacházela severně od novější jámy Johannes (v mapě 1:1 000 je zde patrná dle vrstevnic elevace na okraji propadu). Druhým bodem je zasutá jáma, označovaná jako Weidenschacht a mylně ztotožňovaná s jámou Schwaben a pomocným kritériem je předpokládaná poloha Tagstollen.

Na základě takto lokalizované mapy bylo možné přikročit k zjištění délky látra použitého u Herdeckovy mapy. Ta může variovat od hodnoty 1,735 m (slezský sáh) až po hodnotu 2,15 (české látro). Při celkové délce zobrazeného důlního pole (610 láter) je rozdíl v délce pole u krajních hodnot 253 m (1 058–1 311 m). Lutz uváděl své délky, podle měřítek na mapách, v uherských látrech (2,025 m). Srovnáním vzdáleností uváděných Alisem a Herdeckem a odměřených z Lutzových map jsme došli k závěru, že Alis i Herdeck používali pravděpodobně freiberské látro (1,96 m). Tím byla určena celková délka hornobenešovských dolů na 1 150 m (dle Herdecka – 1 152 m, dle Alise – 1 146 m, dle Lutze – 1 161 m) (tab. 1).

Poté následoval pokus o lokalizaci Herdeckovy mapy do souřadnicové sítě a následné srovnání dostupných mapových a textových podkladů. Přitom bylo zjištěno několik zajímavostí.

Za jámu Schwaben považoval každý autor jiné dílo (obr. 1). Herdeckova jáma Schwaben se nacházela 611 m od vodní nádrže – teichu. Alis považoval za jámu Schwa-

ben jámu ve vzdálenosti 702 m, která by mohla odpovídat Herdeckově jámě mezi Fe žilou a stříbrnými žilami s jámou Georg. Lutz označení jámy Schwaben nepoužívá. Dnes je za jámu Schwaben označena jáma ve vzdálenosti 753 m od teichu (HDD ID 13032 světlík Schwaben). Tato jáma, která je ještě dnes patrná jako výrazný odval, se zasutou jámou o průměru 6 m, odpovídá jámě zakreslené na mapách J. J. Lutze u hraniční zdi (bez označení) a také úhřům (parc. č. 1527 a 1533). Na mapě z roku 1843 je jáma označena jako Lichtschacht I a ve zprávě z roku 1877 „Weinschacht“ s udanou hloubkou 10 láter (podn. archiv Vítkovice, fond VHHT, mapa č. 57 a kart. 835). V roce 1919 a 1939 je označena jménem „Weidenschacht“.

Dalším zajímavým zjištěním bylo, že při obnově dolů J. J. Lutzem v letech 1764–1767 byla zcháňána Tagstollen s úmyslem podfárat Herdeckem zmiňovanou Elisabethhauptschacht s bohatými nálomy. Asi 218 m od ústí bylo dosaženo světlíku, který odpovídá poslednímu, pátému, světlíku zakreslenému Herdeckem. Za světlíkem byla zastižena nízká klikatá chodba, stácející se na západ, která byla zcháňána jako pokračování Tagstollen. Tím došlo k odklonu od projektu J. A. Alise a jáma Elisabethhauptschacht byla hledána asi 60 m západněji, než ležela podle rekonstrukce Herdeckovy mapy a pravděpodobně i Alisovy. To mělo za následek, že veškeré průzkumné aktivity se posunuly západně, do prostoru jámy St. Katharina (obr. 2).

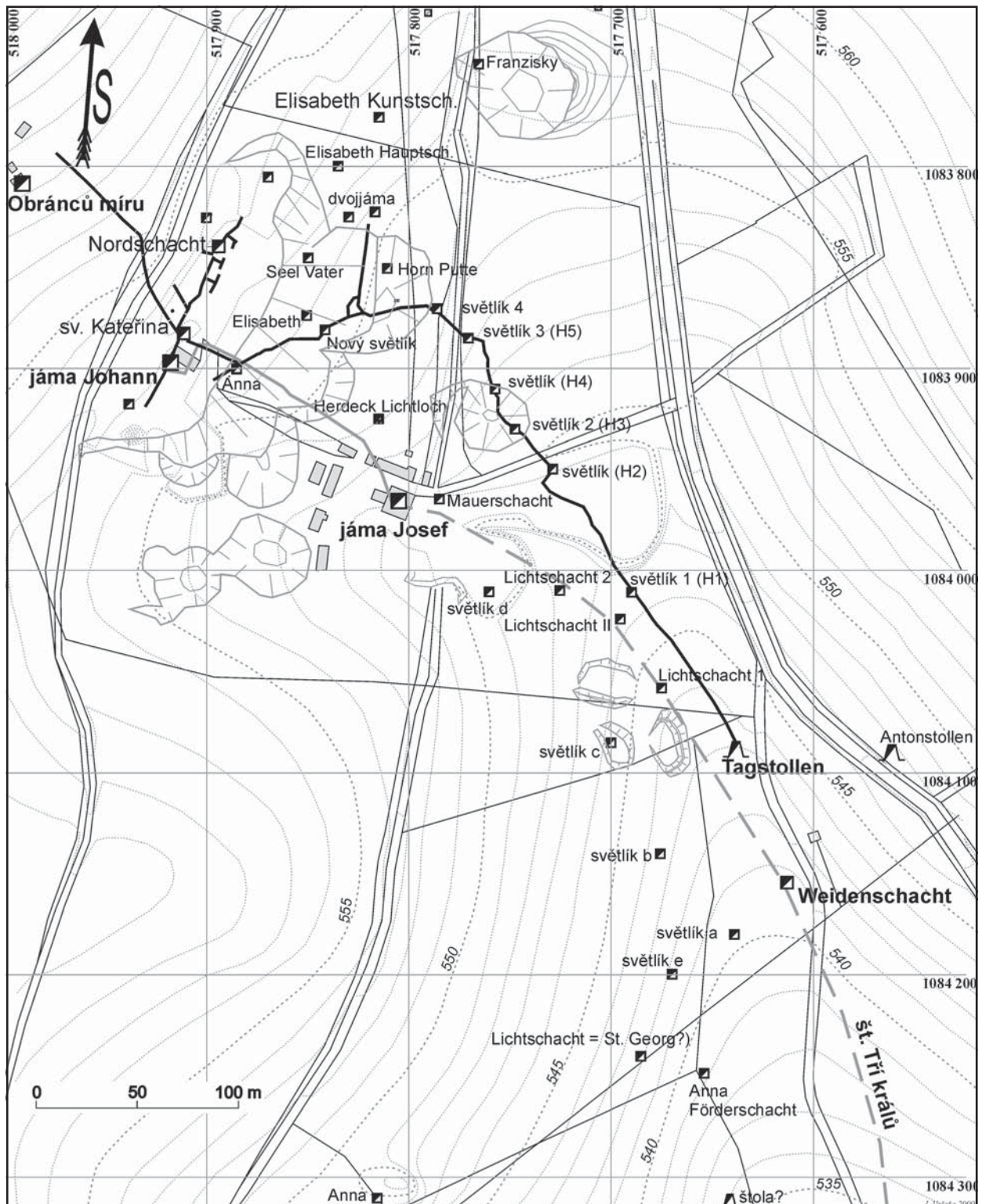
Dále byly doplněny jednotlivé jámy indikující průběh štoly Tří králů mezi jámou Weidenschacht a jámou Johann.



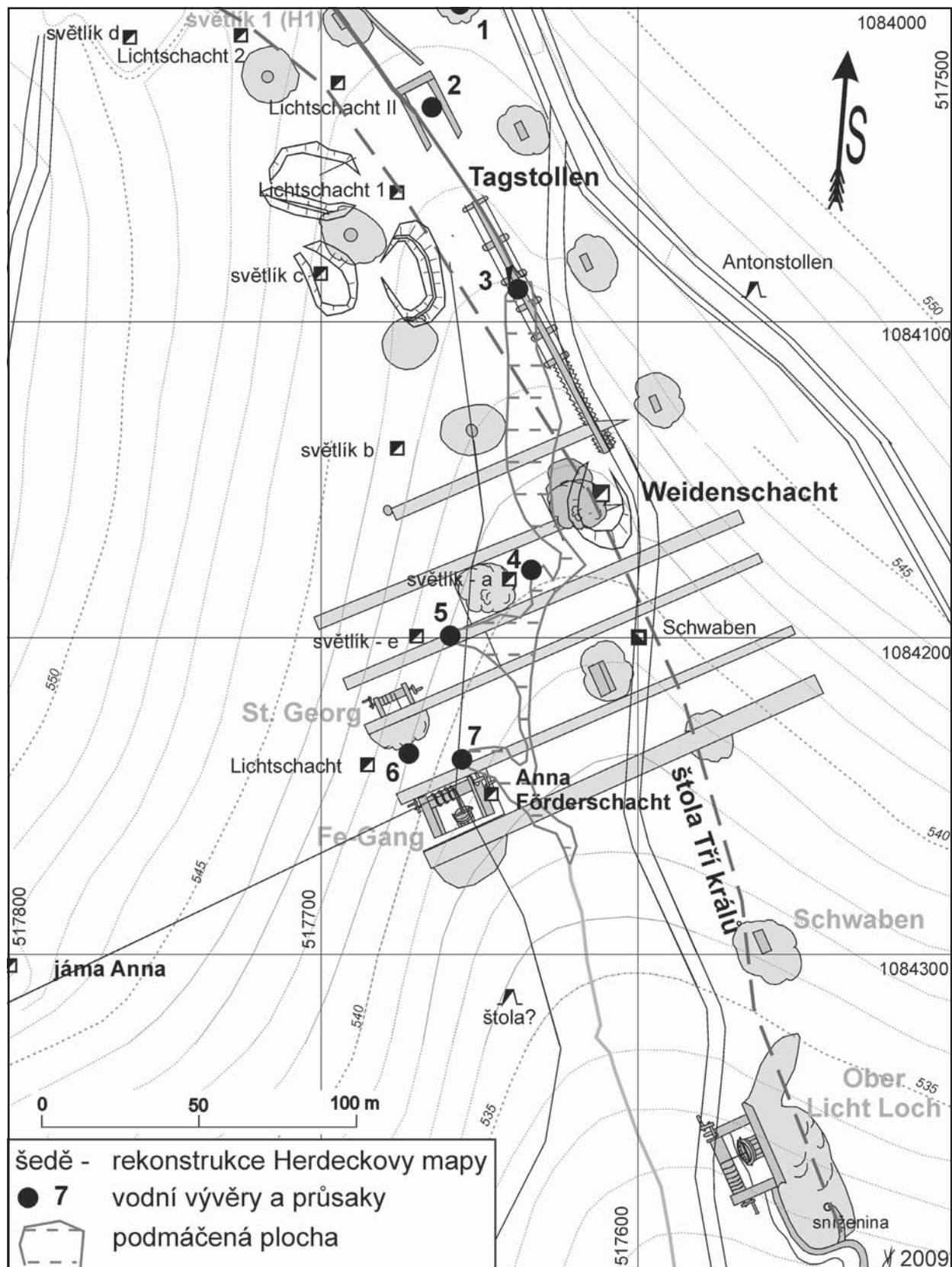
Obr. 4: Fotodokumentace výtoku č. 1 mezi patou haldy a cestou.
Fig. 4: Photodocumentation of the outflow No. 1 between the base of the slag heap and the road.



Obr. 5: Fotodokumentace výtoku č. 2 v místě Tagstollen.
Fig. 5: Photodocumentation of the outflow No. 2 at Tagstollen location.



Obr. 2: Rekonstrukce historických dolů v centrální části hornobenešovského revíru.
 Fig. 2: Reconstruction of the historical mines in central part of the Horní Benešov mine.



Obr. 3: Srovnání rekonstruovaných dolů v okolí Weidenschacht se současnými vodními výtoky (Herdeckova horní štola vyrovnána podle mapy J. J. Lutze).

Fig. 3: Comparison of the reconstructed mines in the Weidenschacht surrounding with present water outflow (Herdeck upper adit balanced according to map of J. J. Lutze).

Tímto doplněním bylo zjištěno, že jáma Josef, založená v roce 1951, se nachází jen 20 m západně od staré jámy Mauer, indikované úhorem na parcele č. 1567. Stejně tak jáma Johann byla založena jen asi 10 m jižně od jámy St. Katharina.

Na základě měsíčních výkazů z let 1764–1767 (ZA Opava, fond Královský úřad) se podařilo rekonstruovat celou rozfárovku úrovně Tagstollen. Překvapením bylo zjištění, že průzkumná chodba ražená k SZ dosáhla vzdálenosti, v níž byla ražena nová jáma Obránců míru (obr. 2).

Z údajů o postupu ražby na mzdových listech (SOkA Bruntál, prac. Krnov, fond Horní těžířstvo v Horním Benešově) se podařilo upřesnit průběh štol Maxmilian. Ražba štol byla zahájena v prosinci roku 1817 a byla ražena do června roku 1822, kdy došlo asi 440 m od ústí k propadnutí výše ležící štol Tří králů. Poté bylo ještě do konce července vymáháno 35 m. Ústí i jednotlivé světlíky jsou zachyceny jako úhory na mapě Stabilního katastru. Dnes v místě prvního světlíku dochází k vývěru vody.

Jak již bylo uvedeno, téměř veškeré projevy důlní činnosti jsou setřeny. V poslední době se však objevilo několik vodních průsaků v prostoru mezi předpokládaným ústím Tagstollen a jámou Schwaben (obr. 3).

Výtok ležící mezi patou haldy a cestou může být ovlivněn pozicí původního příkopu kolem cesty. Morfologicky odpovídá rychlému výtoku většího objemu vody. Dnes je suchý (obr. 4). Druhý výtok nad patou haldy, s charakteristickými okrovými sraženinami, odpovídá předpokládanému průběhu Tagstollen (obr. 5). Níže po svahu

je v rovném terénu, značně zarostlém trávou, třetí výtok. Měřena byla horní hrana mokřiny s menší otevřenou hladinou, která dobře odpovídá interpretovanému ústí Tagstollen. Na okrajích vodních ploch a na dně jsou místy okrové usazeniny. Čtvrtý, málo zřetelný výtok leží na poli jz. od odvalu jámy Weidenschacht. Poloha koresponduje s interpretovanou polohou prvního světlíku na žíle Himlieschen Hers podle Herdecka a také odpovídá světlíku zakreslenému na mapě z roku 1843, který je posunutý asi 7 m k západu. Je možné, že interpretace mapy z roku 1843 je o těchto 7–10 m posunuta k západu, neboť i další objekty z této mapy jsou vůči výtokům posunuty o 7 až 10 m k západu. Jihozápadně pak leží skupina tří výtoků, z nichž první odpovídá jednomu světlíku z mapy z roku 1843, nejzápadnější jámě St. Georg dle Herdecka nebo Lichtschacht dle mapy z roku 1919. Odpovídá jí i úhor ve stabilním katastru. Podle zprávy z roku 1877 se jedná zřejmě o jámu Anna I s udanou hloubkou 10° (19 m). Nejjihnější výtok je nejintenzivnější. V měřeném místě se projevuje únikem bublinek. Poloha poměrně dobře odpovídá předpokládané poloze jámy na Fe žíle dle Herdecka a těžební jámě Anna zakreslené na mapě z roku 1854.

Možnost ztotožnění většiny výtoků s interpretovanými historickými doly je podpůrným argumentem pro přesnost předkládané rekonstrukce.

Práce vznikla jako součást grantového projektu GAČR č. 105/07/1358.

Literatura

Janečka, J. (1951): Horní Benešov – olovo – zinek. – MS. ČMRP Rýmařov (P 3623).

KRYSTALINIKUM

CRYSTALLINE COMPLEX

SROVNÁNÍ METASEDIMENTŮ Z HLINSKÉ ZÓNY, POLIČSKÉHO A ZÁBŘEŽSKÉHO KRYSTALINIKA NA ZÁKLADĚ CHEMICKÉHO SLOŽENÍ

Comparison of metasediments from Hlinsko Zone, Polička and Zábřeh Crystalline Complexes based on the whole rocks chemical composition

David Buriánek

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

(14–41 Šumperk, 14–43 Mohelnice, 24–11 Nové Město na Moravě, 14–33 Polička, 13–44 Hlinsko, 24–12 Letovice)

Key words: geochemistry, metasediments, Hlinsko zone, Polička and Zábřeh Crystalline Complexes

Abstract

The eastern part of the Bohemian Massif consists of many geological crystalline complexes with different evolution and origin, inclusive of several flysch-like metasedimentary sequences. The geochemical features of metasediments of the Hlinsko Zone, Polička and Zábřeh Crystalline Complexes are comparable. Major, trace, and rare-earth element data for metasediments from all studied units can be interpreted as evidence of their affinity to Bohemium. Petrography and some geochemical characteristics, such as content Ti, Al, Zr, Th, Hf confirmed predominance pelitic composition and continental island arc environment as the geotectonic setting of parental sediments.

Úvod

Na východním okraji Českého masivu je několik metamorfovaných geologických jednotek, jejichž litologická a petrografická náplň je velmi podobná. Jedná se o hlinskou zónu, poličské a zábřežské krystalinikum. Tyto jednotky bývají různými autory interpretovány odlišně. Například Mísař (1983) přiřadil hlinskou zónu a poličské krystalinikum k bohemiku, ale zábřežské krystalinikum považoval za součást lugika. Melichar (1995) se přiklonil k názoru Mísaře a Dudka (1993), že všechny tyto jednotky patří k bohemiku. Podle Chába et al. (2008) naopak náleží všechny zmíněné jednotky k lugiku. Jednoznačné regionálně geologické zařazení komplikuje metamorfóza, která částečně překryla původní petrografii sedimentů a většinou smazala případné paleontologické doklady stáří těchto jednotek. Proto je problematické litologicky tyto jednotky korelovat. Pokud byly studované horniny postiženy více méně izochemickou metamorfózou, můžeme pro korelaci využít chemického složení metamorfovaných hornin.

Metodika

Většina horninových analýz byla provedena metodou ICP-MS v laboratořích Acme Analytic Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada. Některé prezentované vzorky z hlinské zóny jsou převzaty z práce Mrázové et al. (2008) a část analýz ze zábřežského krystalinika poskytla M. Němečková. Pro srovnání byly použity analýzy z aleuropelitů (Kundrát – Lepka 1998) a drob (Drost et al. 2004) barrandienu.

Geologická charakteristika jednotek

Všechny tři geologické jednotky jsou tvořeny vulkanosedimentárními komplexy hornin metamorfovanými v podmínkách facie zelených břidlic až amfibolitové facie. Komplexy můžeme dále členit na podcelky a skupiny (Buriánek et al. 2009, Mrázová et al. 2008, Koverdinský

– Konzalová 1986), avšak převažující litologická náplň je podobná. Z velké části jde o litologicky poměrně jednotvárné komplexy složené ze střídajících se vrstev metapsamitů a metapelitů (případně metaprachovců). Metamorfní postižení kolísá od facie zelených břidlic až po vyšší amfibolitovou facii.

Zábřežské krystalinikum vystupuje mezi Zábřehem a Štíty. Na severu hraničí se staroměstským pásmem, novoměstským a orlicko-kladským krystalinikem, na západě a východě se noří pod sedimentární pokryv mezozoického nebo paleozoického stáří. Litologicky můžeme zábřežské krystalinikum rozdělit na dvě části s různým stupněm metamorfózy. V jižní části převažují fylity různého složení s polohami kyselých metavulkanitů a metadioritů. Severní část je tvořena biotitickými rulami, které přechází do perlových rul až migmatitů. Tyto horniny obsahují polohy kvarcitů, metaryolitů, amfibolitů a biotitických až dvojslídnych rul se sillimanitem a granátem. V práci bude věnována pozornost vzorkům z intenzivněji metamorfované severní části jednotky.

Poličské krystalinikum na východě hraničí s letovickým krystalinikem, na severozápadě s hlineckou zónou, na jihozápadě sousedí se svrateckým krystalinikem a na severu až severovýchodě se poličské krystalinikum noří pod sedimenty české křídové pánve. Převážná část poličského krystalinika se litologickou náplní blíží severní části zábřežského krystalinika. V poličském krystaliniku převažují dvojslídne a biotitické ruly s polohami dvojslídnych rul se sillimanitem a granátem. V západní části krystalinika nacházíme úzké pruhy amfibolitů, které často provázejí tělesa mramorů a vápenato-silikátových hornin. Na východním okraji jsou přítomné svory a kvarcity.

Hlinská zóna tvoří úzký pás mezi svrateckým a poličským krystalinikem na východě a granitoidy železnohorského plutonu na západě. Jde o komplex slabě

Jednotka	Počet vz.	Qtz	Pl	Kfs	Ms	Bt	Grt	Al ₂ O ₃	Crd	St+Clid	Chl	Akc.
PK	14	30–68	10–31	0	0–16	12–35	0–3	0–3	0	0	0–1	1
ZK	9	35–44	19–37	0–5	2–10	15–25	0–2	0–4	0–2	0	0–1	1
HZ	7	31–49	14–35	0	1–12	8–27	0–2	0–2	0–1	0–4	0–5	1

Tab. 1: Rozsah modálního složení vybraných vzorků rul z HZ = hlinské zóny, ZK = zábřežského krystalinika, PK = poličského krystalinika (mod. %).

Tab. 1: The range of modal compositions selected samples of the gneisses from HZ = Hlinsko Zone, ZK = Zábřeh Crystalline Complex, PK = Polička Crystalline Complex (mod. %).

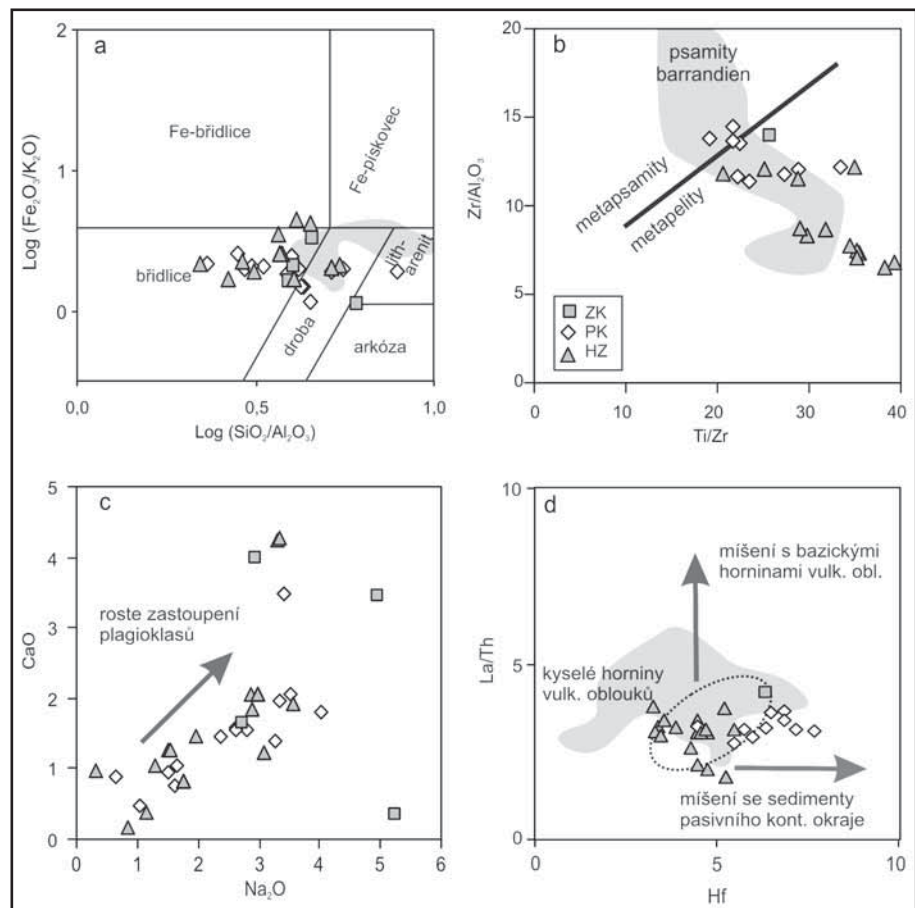
metamorfovaných paleozoických a proterozoických sedimentů a vulkanitů. V této jednotce převažují metadroby, které se střídají s metapelitey a metaprachovci. Místy jsou přítomny polohy převážně kyselých vulkanitů.

Petrografická charakteristika studovaných hornin

Vzhledem k litologické proměnlivosti studovaných jednotek byly pro studium zvoleny vzorky hornin z petrograficky relativně jednotvárných metasedimentárních komplexů, kde se střídají metapsamity s metapelitey (případně metaprachovci). Ve výše metamorfovaných částech studovaných jednotek jde o střídání biotitických rul s muskovit-biotitickými rulami se sillimanitem a granátem.

V poličském a v severní části zábřežského krystalinika jsou převažujícím horninovým typem biotitické až muskovit-biotitické ruly. Tyto ruly mají mineralogii typickou pro horniny vzniklé metamorfózou drobového protolitu (vysoký obsah plagioklasů, nepřítomnost nebo nízký obsah minerálů bohatých hliníkem, tab. 1). Místy obsahují křemen-živcové pásy o mocnosti až několik cm. Běžně jsou přítomny partie o mocnosti několik cm až m, které se odlišují vyššími obsahy slíd. Tyto muskovit-biotitické ruly obsahují běžně sillimanit, granát, turmalín a v zábřežském krystaliniku někdy také cordierit. Přítomnost minerálů bohatých hliníkem je typická pro metapelitey (tab. 1). Oba subtypy jsou tvořeny podobnými minerály, ale jejich modální zastoupení je rozdílné. Někdy dokonce nacházíme přechody do kvarcitických nebo svorových rul. Ruly jsou tvořeny hlavně xenomorfním kyselým plagioklasem (albit až oligoklas) a slídami. Mu-

skovit je přítomen jako drobné lupínky nebo tvoří velké porfyroblasty, které v sobě mohou uzavírat shluky jehlic sillimanitu. V některých vzorcích se setkáváme se sillimanitem, který tvoří pseudomorfozy – patrně po andalusitu. Sillimanit se vyskytuje jako fibrolitické shluky ve tvaru čoček nebo úzkých (maximálně 0,5 mm mocných) poloh. Granát tvoří až 2 mm velká izometrická zrna uzavírající drobné inkluze plagioklasu, zirkonu, monazitu, ilmenitu a lupínky biotitu. Některá zrna granátu jsou nepravidelná a korodovaná. V zábřežském krystaliniku často nachází-



Obr. 1: Geochemické diskriminační a klasifikační diagramy pro vybrané vzorky rul z hlinské zóny (HZ), zábřežského krystalinika (ZK) a poličského krystalinika (PK): (a) log (SiO₂/Al₂O₃) vs. log (Fe₂O₃/K₂O) klasifikační diagram (Herron, 1988); (b) Zr/Al₂O₃ vs. Ti/Zr diagram (Roser – Nathan 1997); (c) CaO vs. Na₂O diagram, (d) La/Th vs. Hf diagram (Floyd and Leveridge 1987). Šedé pole ukazuje složení proterozoických a kambrických psamitů z barrandienu (Drost et al. 2004). Fig. 1: Geochemical discrimination and classification diagrams for selected samples of the gneisses from HZ = Hlinsko Zone, ZK = Crystalline Complex, PK = Polička Crystalline Complex: (a) log (SiO₂ /Al₂O₃) vs. log (Fe₂O₃/K₂O) classification diagram (Herron, 1988); (b) Zr/Al₂O₃ vs. Ti/Zr diagram (Roser and Nathan 1997); (c) CaO vs. Na₂O diagram, (d) La/Th vs. Hf diagram (Floyd – Leveridge 1987). Grey field indicates the compositions of Proterozoic and Cambrian psamites from Barrandien (Drost et al. 2004).

vzorek	HZ		ZK		PK	
počet vz.	14	s	4	s	15	s
SiO ₂	62,47	4,37	67,77	4,63	63,47	6,96
TiO ₂	0,80	0,13	0,61	0,25	0,89	0,27
Al ₂ O ₃	16,64	2,86	14,66	1,58	16,03	2,81
Fe ₂ O ₃	6,89	1,42	4,56	1,66	6,16	2,23
MnO	0,15	0,10	0,05	0,02	0,10	0,03
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00
MgO	3,27	0,80	2,44	1,26	2,77	0,74
CaO	1,70	1,12	2,36	1,44	1,63	0,85
Na ₂ O	2,21	0,99	3,97	1,13	2,53	0,99
K ₂ O	2,89	0,97	2,29	0,50	3,35	0,98
P ₂ O ₅	0,16	0,04	0,14	0,02	0,13	0,04
LOI	2,67	1,32	1,29	0,44	2,43	1,38
počet vz.	14	s	1	s	11	s
Ba	555	121	1030	–	632	99
Co	20	6	14	–	16	5
Cu	30	16	60	–	21	11
Ni	68	19	38	–	51	33
Rb	111,7	51,4	100,2	–	130,1	46,2
Sr	251,1	127,3	200,3	–	157,9	112,3
V	139	29	120	–	109	37
Zn	78	32	216	–	95	27
U	2,9	0,7	2,2	–	3,3	1,2
Nb	10,6	4,0	15,8	–	12,5	2,8
Mo	0,5	0,5	1,8	–	0,7	0,5
Y	23,7	3,8	29,6	–	32,8	4,1
Zr	152,8	27,0	214,5	–	210,9	25,2
Pb	6,7	8,0	174,0	–	6,1	5,9
Cd	0,3	0,4	5,9	–	0,5	0,3
Sc	5,2	2,5	3,1	–	6,1	3,6
Th	9,7	4,1	11,4	–	10,4	2,8
Ta	0,8	0,3	0,8	–	1,0	0,3
Hf	4,3	0,7	6,3	–	6,2	0,8
Sc	19	4	18	–	18	6
La	27,48	12,12	47,80	–	32,99	8,23
Ce	58,39	25,32	65,50	–	67,95	16,40
Pr	6,79	2,59	10,03	–	7,74	1,90
Nd	26,33	9,74	42,50	–	31,53	7,15
Sm	5,06	1,67	7,60	–	6,22	1,17
Eu	1,15	0,30	1,54	–	1,19	0,16
Gd	4,33	1,22	5,72	–	5,48	0,72
Tb	0,77	0,18	0,87	–	0,97	0,15
Dy	4,23	0,93	5,11	–	5,61	0,76
Ho	0,83	0,14	0,98	–	1,10	0,14
Er	2,48	0,43	2,80	–	3,17	0,43
Tm	0,37	0,05	0,43	–	0,48	0,07
Yb	2,42	0,39	2,89	–	3,18	0,49
Lu	0,37	0,05	0,42	–	0,48	0,07

Tab. 2: Průměr a směrodatná odchylka obsahů hlavních a stopových prvků v chemických analýzách hornin z HZ = hlinské zóny, ZK = zábřežského krystalinika, PK = poličského krystalinika (hmot. % a ppm).

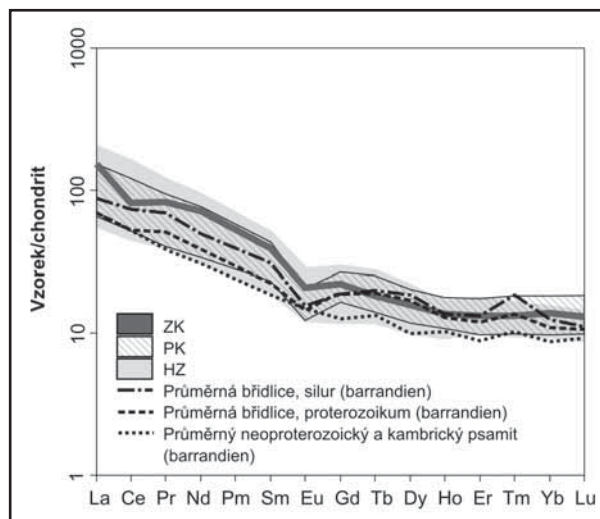
Tab. 2: Average values and standard deviations major- and trace-element whole-rock chemical analyses from HZ = Hlinsko Unit, ZK = Zábřeh Crystalline Complex, PK = Polička Crystalline Complex (wt. % and ppm, respectively).

me cordierit. Z akcesorických minerálů se běžně objevují turmalín, zirkon, monazit, xenotim, apatit, ilmenit a někdy také titanit. Jako sekundární minerál se místy vyskytuje chlorit.

V **hlinské zóně** nacházíme horniny postižené nižším stupněm metamorfózy. Převážnou část této jednotky tvoří střídání metadrob a fylitů. Tyto horniny budují hlavně rychmburské a vítanovské souvrství. Drobnozrnné fylity mohou obsahovat porfyroblasty andalusitu, cordieritu, staurolitu, granátu a vzácně také chloritoidu. Jemnozrnná základní hmota je tvořena xenomorfním křemenem, hypautomorfním kyselým plagioklasem a drobnými lupínky muskovitu a chloritu. Často obsahují příměs grafitu. S přibýváním křemene někdy přecházejí do kvarcitů. Metadroby tvoří polohy od cm do několika desítek m mocné. Jde o středně až hrubě zrnité horniny s blastopsamitickou stavbou. Větší reliktní klasty (křemen a úlomky hornin) jsou obklopeny jemnozrnnou osnovou tvořenou křemenem, kyselým plagioklasem, muskovitem, biotitem a chloritem. Někdy se objevují minerály epidotové skupiny a v drobech s vyšším stupněm metamorfózy také granát, staurolit a někdy i turmalín.

Geochemická charakteristika studovaných hornin

V klasifikačním diagramu $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs. $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ leží většina studovaných vzorků v poli břidlic (obr. 1a). Část horninových vzorků můžeme klasifikovat jako droby, arkózy nebo arenity bohaté na litický podíl. Podobné výsledky byly získány i na základě studia stopových prvků (obr. 1b). Vybraná skupina hornin zhruba reprezentuje průměrné složení metasedimentů z těchto jednotek (tab. 2). Rozsah modálního složení vzorků použitých pro chemickou analýzu totiž poměrně dobře reprezentuje rozrůzněnost petrografického složení studovaných horninových komplexů.



Obr. 2: Chondritem normalizované křivky REE pro metasedimenty z hlinské zóny (HZ), zábřežského krystalinika (ZK), poličského krystalinika (PK) a pro průměrné složení sedimentů z barrandienu (silurské a proterozoické břidlice, proterozoické a kambříké psamity; převzato od Kunderát – Lepka 1998, Drost et al. 2004). Normalizované hodnoty převzaty od Boyntona (1984). Fig. 2: Chondrite normalized REE patterns for metasediments from Hlinsko Unit (HZ), Zábřeh Unit (ZK), Polička Unit (PK) and for average sediments from Barrandien (Silurian and Proterozoic shale, Proterozoic and Cambrian psamites from Kunderát – Lepka 1998, Drost et al. 2004). Normalizing values are from Boynton (1984).

V harkerových diagramech vykazuje většina vzorů podobné trendy, s růstem obsahu SiO_2 klesá obsah TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , FeO_{tot} a naopak roste obsah Na_2O a většinou také CaO . Obsahy NaO a CaO spolu pozitivně korelují (obr. 1c). V tomto diagramu reprezentují odlehle hodnoty s vysokým obsahem CaO vzorky s obsahem malého množství sekundárního kalcitu. Většina stopových prvků nevykazuje žádné výrazné korelace s obsahem SiO_2 .

V klasifikačních diagramech určených pro interpretaci provenience klastického materiálu sedimentů spadá většina analýz do pole sedimentů derivovaných z felzických hornin vulkanických oblouků (obr. 1d). A podle klasifikace založené na poměrech Ti, Zr, Sc, La (Bathia – Crook 1986) odpovídá většina hornin metasedimentům generovaným z oblasti kontinentálního vulkanického oblouku.

Obsahy REE v horninách ze všech tří studovaných geologických jednotek jsou podobné (95–235 ppm). Trendy chondritově normalizovaných křivek REE mají taktéž podobný charakter a jsou srovnatelné s křivkami REE pro proterozoické a kambrické psamity, proterozoické a silurské břidlice z barrandienu (obr. 2). Typický je pokles od LREE k HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4,5-12,3$) a mírná negativní europiová anomálie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,43-0,87$). Oproti svrchní kontinentální kůře (Taylor – McLennan, 1995) jsou ruly ochuzeny o Nb, Ta a většinou také o Sr, naopak většina vzorků vykazuje obohacení na Ti.

Diskuze

Metamorfóza je složitý proces, který probíhá ve směs v podmínkách otevřeného systému. Nemůžeme tedy vyloučit, že během metamorfózy došlo k migraci u některých prvků. Proto je nutné obezřetně přistupovat k použití sedimentologických klasifikací a geotektonických diagramů při interpretaci chemického složení metasedimentů. Na druhou stranu někteří autoři (např. Stanton 2004) předpokládají, že změny chemického složení hornin během regionální metamorfózy jsou zanedbatelné. Běžně můžeme v metamorfovaných sedimentárních komplexech rozlišit střídání poloh s odlišným chemickým složením až do vysokého stupně metamorfózy. Rozdíly v chemickém složení takových poloh indukuje střídání pelitických a psamitických vrstev v původním sedimentárním protolitu.

V hlinské zóně najdeme řadu reliktů sedimentárních struktur. Dokonce se v některých kvarcitech nachází zbytky zkamenělin (Mrázová et al. 2008). Je tedy pravděpodobné, že si horniny zachovaly geochemické charakteristiky původního protolitu.

V poličském krystaliniku byly studovány horniny, které prošly různě intenzivní metamorfózou (Buriánek 2009). V severní části krystalinika se nacházejí metadrobry, v nichž se vyskytují reliktové původních sedimentárních struktur (např. gradace). Chemické složení těchto hornin je podobné jako chemické složení některých rul z intenzivněji metamorfovaných částí této jednotky. Proto můžeme předpokládat, že během metamorfózy se chemické složení metasedimentů příliš nezměnilo. V některých částech poličského a zábřežského krystalinika nesou ruly známky parciálního tavení. Takové horniny byly sice ze studované skupiny dat vyřazeny, avšak nemůžeme vyloučit, že některé

intenzivněji metamorfované horniny mohly být tímto procesem modifikovány.

Chemické složení studovaných hornin odráží rozdíly v jejich minerálním složení (tab. 1). Korelace mezi obsahem Na_2O a CaO (obr. 1c) může být vysvětlena růstem zastoupení plagioklasů v hornině a poměrně dobrá korelace mezi obsahem K_2O vs. Fe_2O_3 vyjadřuje růst obsahu biotitu v hornině. Na základě petrografické charakteristiky rul proto můžeme odhadnout, zda jde o metapelit nebo metapsamit. Z terénních pozorování vyvozujeme mírnou převahu metapelitického protolitu nad metapsamity. Pouze malé množství metapelitů však patří do skupiny hliníkem bohatých (tenké polohy dvojslídnych rul se sillimanitem a granátem). Mezi metapsamity převažuje drobový protolit, zatímco pískovce nebo arkóзовé pískovce jsou vzácné. Můžeme tedy všechny tři studované jednotky interpretovat jako metamorfované komplexy flyšového charakteru.

Právě monotónní flyšový vývoj byl v minulosti hlavním argumentem pro jejich korelaci se sedimenty barrandienského proterozoika (např. Kettner 1922). Alespoň část těchto hornin je ale paleozoického stáří, jak dokazují paleontologické nálezy (Koverdynský – Konzalová 1986, Mrázová et al. 2008). Proto byly pro srovnání použity průměrné hodnoty REE pro proterozoické a silurské břidlice. Rozdíly mezi chemickým složením obou druhů břidlic jsou ale relativně malé. Metasedimenty ze všech tří studovaných geologických jednotek mají podobný tvar křivek REE a tyto křivky se příliš neliší od průměrného složení sedimentů barrandienu. Metamorfované horniny klasifikované jako metapelity mají podobný tvar křivek REE jako břidlice z barrandienu. Obsahy REE v metapsamitech jsou většinou poněkud vyšší než průměrné hodnoty pro proterozoické a kambrické psamity (droby a pískovce) z barrandienu. Také v klasifikačních diagramech se pole barrandienských psamitů jen z části překrývá s chemickým složením studovaných rul.

Závěr

Velká část metamorfovaných vulkanosedimentárních sérií hlinské zóny, poličského a zábřežského krystalinika se skládá z monotónního komplexu střídajících se poloh metapelitů a metapsamitů (hlavně metadrob). Jejich metamorfni ovlivnění může kolísat od facie zelených břidlic až po střední amfibolitovou facii. Chemické složení metamorfovaných hornin z těchto tří jednotek je velmi blízké a původní sedimentární protolit byl generován z podobného zdroje. Chemické složení hornin se blíží chemickému složení pelitických a psamitických sedimentů z barrandienu. Studované geologické jednotky tedy pravděpodobně náleží k bohemiku. Původní sedimenty byly derivovány v podmínkách geotektonického prostředí kontinentálního oblouku. Mezi metasedimenty ze studovaných jednotek však existují také určité rozdíly. Metapelity z hlinské zóny mají oproti ostatním studovaným jednotkám nižší obsahy Zr, Hf a Y (viz obr. 1b, d).

Literatura

- Bathia, M. R. – Crook, K. A. (1986): Trace elements characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 181–193.
- Boynton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In P. E. Henderson, ed.: *Rare Earth Element Geochemistry.*, 63–114. Elsevier, Amsterdam.
- Buriánek, D. – Břízová, E. – Čech, S. – Čurda, J. – Fűrých, V. – Hanžl, P. – Kirchner, K., – Lysenko, V. – Roštínský, P. – Rýda, K. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Verner, K. – Vít, J. (2009): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s vysvětlivkami, list 24-112 Jedlová, 1–76, ČGS Praha.
- Buriánek, D. (2009): Petrografie poličského krystalinika. – *Acta Musei Moraviae, Sci. geol.*, 94, 3–46.
- Drost, K. – Linnemann, U. – McNaughton, N. – Fatka, O. – Kraft, P. – Gehmlich, M. – Tonk, C. – Marek, J. (2004): New data on the Neoproterozoic – Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: geochemistry, U-Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). – *International Journal of Earth Sciences*, 93(5), 742–757.
- Floyd, P. A. – Leveridge, B. E. (1987) Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. – *J. Geol. Soc.*, 144, 4, 531–542.
- Herron, M. M. (1988): Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. – *J. Sed. Res.*, 58, 820–829.
- Cháb, J. – Breiter, K. – Hladil, J. – Kalvoda, J. – Šimůnek, Z. – Štorch, P. – Vašíček, Z. – Zajíc, J. (2008): *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu.* ČGS, 1–284, Praha.
- Kettner, R. (1922) Algonkium na Moravě. – *Čas. Vlasten. Spol. mus. (Olomouc)*, 33, 1, 1–4.
- Koverdinský, B. – Konzalová, M. (1986) Problematika stratigrafického zařazení zábřežské skupiny. – *Věstník ÚÚG*, 61, 159–167.
- Kundrát, M. – Lepka, F. (1998): Vzácné zeminy v aleuropelitech Barrandienu. – *Sborník geol. věd, Geologie*, 48, 5–17.
- Melichar, R. (1995): *Strukturní analýza vztahů poličského a svrateckého krystalinika.* – MS, disertační práce, PŘF UK Praha. 271 str.
- Mísař, Z. – Dudek, A (1993): Some critical events in the geological history of eastern margin of the Bohemian Massif. – *J. Czech. Geol. Soc.*, 38, 1–2, 9–20.
- Mrázova, Š. – Břízová, E. – Buriánek, D. – Fűrých, V. – Kadlecová, R. – Kirchner, K. – Lysenko, V. – Otava, J. – Rambousek, P. – Roštínský, P. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Vít, J. – Zelenka, P. (2008): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s vysvětlivkami, 13-444 Hlinsko. – *Česká geologická služba.* Praha.
- Roser, B. P. – Nathan, S. (1997): An evaluation of elemental mobility during metamorphism of a turbidite sequence (Greenland Group, New Zealand). – *Geol. Mag.*, 134, 2, 219–234.
- Stanton, R. L. (2004): Exhalative metasediments – clues to the real nature of regional metamorphic processes? *Mineralogy and Petrology*, 80(1), 111–122.
- Taylor, S. R. – McLennan, S. M. (1995): The geochemical evolution of the continental crust. – *Rev. Geophys.*, 33, 241–265.

PUMPELLYIT – MINERÁL ZÁVĚREČNÉ METAMORFNÍ FÁZE V BYTOWNITOVÉ RULE VRBENSKÉ SKUPINY A V AMFIBOLITU JESENICKÉHO MASIVU (SILEZIKUM)

Pumpellyite – product of final metamorphic phase in bytownite gneiss of Vrbno Group and amphibolite of Jeseník massif (Silesicum, Bohemian massif)

Martin Kováčik¹, Mojmír Opletal², Vratislav Pecina³, Vladimír Žáček⁴

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

² Zdiměřická 1429/13, 149 00 Praha; e-mail: moja.opletal@seznam.cz

³ Česká geologická služba, Erbenova 348, 790 01 Jeseník; e-mail: vratislav.pecina@geology.cz

⁴ Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha; e-mail: vladimir.zacek@geology.cz

Key words: pumpellyite, retrograde metamorphism, sub-greenschist facies, Late Variscan, Silesicum

Abstract

Investigated pumpellyite formed due to favourable source material, anchimetamorphic condition and retrogressive reactions, connected with fluid input. Its existence extends the mineral spectrum of topographic mineralogy in the Moravo-Silesian rock-units. Not frequent, but symptomatic alteration products of bytownite in gneisses of Vrbno Group, represent fine leaflets of pumpellyite-(Al) and -(Fe), associated with newly-formed quartz, in parts. Ca-amphibole from Jeseník Massif include fibres of pumpellyite-(Mg) and -(Al) and chlorite. Based on secondary mineral assemblage and chemistry of chlorite and pumpellyite, the metamorphic conditions are constrained at sub-greenschist facies, roughly conforming to the prehnite-pumpellyite subfacies. Late syn- to postkinematic microtextural position and other criteria may indicate that origin of pumpellyite was induced by cooling processes succeeding the Early Permian magmatism.

Úvod

Při petrografickém studiu metamorfních hornin v Hrubém Jeseníku upoutaly pozornost drobné roztroušené minerály, uzavřené v bazickém plagioklasu a amfibolu, mezi kterými se vyskytoval také pumpellyit. Pumpellyitu, patřícímu k diagnostickým minerálům metamorfních podmínek anchizóny („subgreenschist facies“), dosud nebyla v české části moravsko-slezské oblasti věnována pozornost. Pumpellyit-aktinolitová facie byla popsána v živcových kvarcitech, které ze severovýchodu obalují žulovský pluton (Puziewicz et al. 2003). Příspěvek se věnuje stručné petrologické a chemické charakteristice tohoto minerálu a jeho předpokládané genezi.

Stanovení p-T podmínek vývoje Ca-hydrosilikátů není jednoznačné, protože je ve významné míře ovlivněno charakterem reakčního materiálu, jako i složením infiltrujících fluid, které jsou důležitými činiteli nízkostupňové metamorfózy. Spodní hranice výskytu pumpellyitu (Fe-typu), je ohraničena teplotou od 130 °C (Schiffman – Liou 1980), kde asociuje se zeolity. Vrchní hranice stability je stanovena na ca 250–350 °C (při 3–8 kb) anebo až 350–450 °C (Frey et al. 1991, Schiffman – Liou 1980), kdy je pumpellyit nahrazován aktinolitem, což vyjadřuje nástup facie zelených břidlic. V průběhu této reakce se chlorit obohacuje o Al a pumpellyit o Al i Mg (Day – Springer 2005). Maximální rozšíření prehnit-pumpellyitové facie znázorňuje p-T pole mezi 175–280 °C při 0,5–4,5 kb a rozmezí tlakové stability těchto minerálů je možno (při teplotě mezi 200–300 °C) orientačně určit na 2–3 kb (Frey et al. 1991). I když je tlakové rozmezí chápáno různě, generálně se akceptuje vyšší tlaková stabilita pumpellyitu vůči prehnitu. Pro objektivní obraz třeba uvést, že v jiných termodynamických kalkulacích (např. Powell et al. 1993) anebo v přírodních

geotermálních polích (Evarts – Schiffman 1983) se pumpellyit objevuje při tlacích nižších než 1 kb.

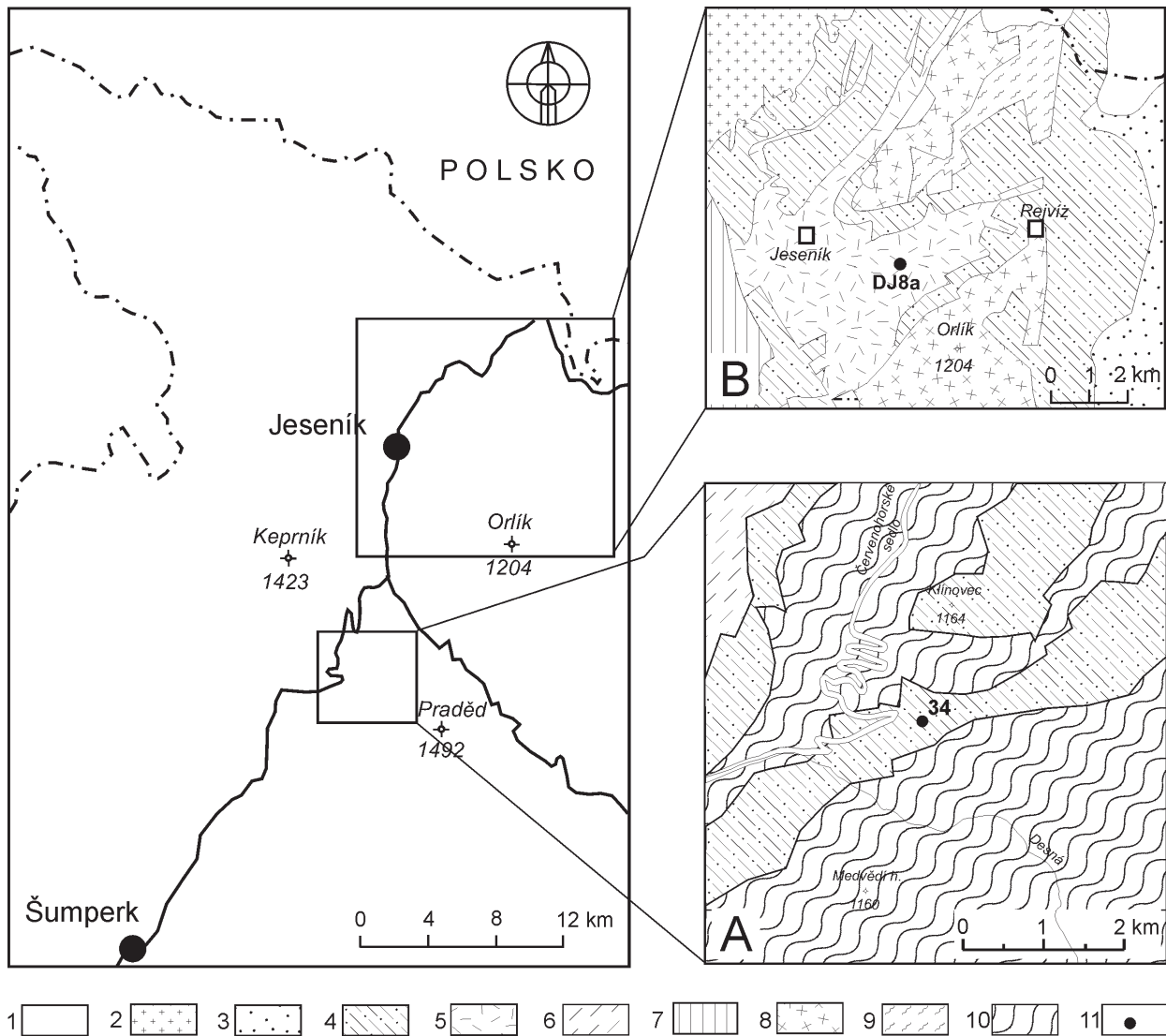
Lokalizace

První zkoumaná oblast se nachází ca 3,5 km v. od obce Kouty nad Desnou, na s. úpatí hřebenu Hřbety mezi říčkou Divoká Desná a jejím pravým přítokem (obr. 1A). V sutině rozvětraných odkryvů v zářezu asfaltové lesní cesty v nadm. v. ca 730 m byly odebrány vzorky tmavošedých až černých biotiticko bytownitových rul, obohacených organickou hmotou (vz. 34/2).

Druhá lokalita nálezů pumpellyitu leží v. od Jeseníku, v údolí Vrchovištního potoka, z. od dolní velké serpentiny silnice z Jeseníku na Rejvíz (obr. 1B). Amfibolit obsahující pumpellyit se nachází ve vidlici levostranného přítoku Vrchovištního potoka, ca 800 m sz. od Jestřábí chaty. Vzorek (DJ 8a) byl odebrán z bloků v bezprostředním okolí výchozu černých plagioklasových rul.

Přehled výzkumů

Studované horniny první zkoumané oblasti (obr. 1A) náleží k nejvýše metamorfovaným horninám, rozšířeným zejména v širším pásmu červenohorského sedla (Becke 1892) – dříve označovaném jako střední fylitová zóna (Kölbl 1929) anebo série červenohorského sedla (Pouba a kol. 1962). V současnosti je tato zóna včleněna do vrbenské skupiny, představující vulkanosedimentární soubor hornin devonského stáří, obalující kadomskou desenskou jednotku. Předmětné horniny se nacházejí v nadloží bazálních kvarcitů, které byly paleontologicky stanovené jako spodnosedevonské (Roemer 1865). K nejvyšším litologickým členům vrbenské skupiny náleží tzv. heřmanovické



Obr. 1: Geologická skica (na základě mapy Opletal a kol. 1998) s lokalizací bytownitové ruly s pumpellyitem (A) a geologická skica (upraveno podle mapy Žáček et al. 1995) s lokalizací amfibolitu s pumpellyitem (B). 1 – kenozoický pokryv, 2 – žulovský masiv, 3 – andělskohorské souvrství (kulm), 4 – vrbenská skupina, 5 – jesenícký amfibolitový masiv, 6 – skupina Branné, 7 – keprnická jednotka, 8 – desenská jednotka – jádro, 9 – desenská jednotka – obal, 10 – desenská jednotka, nerozlišená, 11 – studovaná lokalita.

Fig. 1: Geological sketch-map (based on Opletal et al. 1998) with sample location of bytownite gneiss with pumpellyite (A) and geological sketch-map (adapted according to Žáček et al. 1995) with location of amphibolite with pumpellyite (B). 1 – Cenozoic cover, 2 – Žulová granite massif, 3 – Andělská hora Formation, 4 – Vrbno Group, 5 – Jeseník amphibolite massif, 6 – Branná Group, 7 – Keprník Unit, 8 – Desná Unit – core, 9 – Desná Unit – envelope, 10 – Desná Unit, undifferentiated, 11 – investigated sample.

krystalické vápence, stratigrafického rozpětí givet–famen (Hladil et al. 1987).

Tmavé ruly, obsahující jemně rozptýlenou organickou hmotu, se vyznačují přítomností bazického plagioklasu s opticky identifikovaným bytownitem (Bederke 1935, Fabian 1936, Mašek 1958). Zmínění autoři stanovili v minerální náplni, kromě bytownitu, křemen, biotit, staurolit, granát, muskovit, ojediněle chlorit a pod. Metamorfní asociace je považovaná za důsledek variské regionální (dynamo) metamorfozy. Názory na charakter zdrojového materiálu těchto hornin netradičního složení nejsou ustálené a pohybují se od slinitého protolitu (Fabian 1936), přes montmorillonitové jíly, nejspíš vulkanogenního původu (René 1983) až po metasomatický produkt granitoidních magmat (Bederke 1935).

Druhý výskyt pumpellyitu je situovaný v tzv. jeseníckém amfibolitovém masivu, který je budován pestrou suitou bazických hornin magmatického a pyroklastického původu. Jsou metamorfované v různém stupni a vyznačují se komplikovanými primárními texturními vztahy i pozdějšími strukturně-deformačními stavbami. Stáří jeseníckého masivu je do dnešních dob vnímáno nejednotně a je diskutováno v podobné rovině jako v starších pracích. Amfibolický masiv tvoří smíchané komplexy proterozoického i devonského patra, přičemž jsou zdůrazňovány přechodné vztahy mezi bazickými horninami vrbenské skupiny (sérií červenohorského sedla) a amfibolitovými masivy (Pouba a kol. 1962). Z jiného hlediska se nejvíce opodstatňuje devonského původu amfibolitového masivu a upřednostňuje se starší věk komplexů bazických hornin, porovnatelný s věkem desenských rul (Novotný –

Štelcl 1961). Horniny jesenického amfibolitového masivu odpovídají vesměs oceánským tholeitům, podobně jako bazické horniny vrbenského pruhu, avšak jejich společný vulkanický původ je zpochybňovaný (Souček 1981).

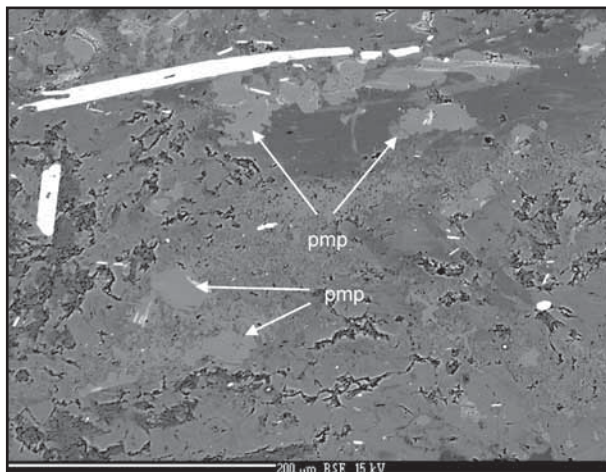
Metodika

Vzorek MK 34/2 byl měřen R. Škodou na elektronové mikrosondě Cameca SX100 na společném pracovišti PřF MU a ČGS v Brně. Minerály ve vzorku DJ 8a byly měřeny standardizovanou metodou EDX na Camscan-LINkeXL na ČGS v Praze-Barrandově J. Kotrbou. Měření bodových analýz probíhalo na grafitem pokovených leštěných výbrusech při urychlovacím napětí 15kV a proudu 20 nA, s kalibračními standardy běžně používanými u analýz silikátů. Měření minerální fáze byly příliš jemnozrné, z toho důvodu průměr elektronového paprsku se pohyboval okolo 2 μm.

Petrografický popis proměny a chemické složení minerálů

Ve srovnání s běžnými fylity vrbenské skupiny mají bytownitové ruly nevýrazně vyvinutou stavbu jak sedimentárního, tak metamorfního původu. Metamorfní foliaci naznačuje zejména přednostně orientovaný biotit, i když nevytváří samostatné lepidoblastické proužky. Ve zkoumaných vzorcích tvoří bazický plagioklas ca 2/3 modálního minerálního složení, zbytek připadá na biotit, muskovit, křemen a staurolit, které reprezentují metamorfní minerální asociaci charakteristickou pro nižší část amfibolitové facie. Předmetamorfní strukturně-minerální náplň horniny zaznamenávají nehojně křemenné nebo muskovitové („ms I“) laminy, jemná organická hmota a zrnka ilmenitu. Ruly se místy vyznačují masivní, homogenní texturou.

Druhotné proměny obecně nedosahují značné intenzity, jsou lokalizované především podél naložených mladších klivázních ploch. Nejvíce náchylný na proměny je bazický plagioklas, dosahující velikosti 1–2 mm, který



Obr. 2: BSE mikrosnímek plagioklasu bytownitového (světlešedý) až andezínového (tmavší) složení. Šipky směřují k novotvořeným fázím pumpellyitu (pmp); podélný svítící minerál nahoře – ilmenit.

Fig. 2: BSE image of plagioclase composed from bytownite (grey) to andesine (dark grey) phases. Arrows point to new formed pumpellyite phases; longitudinal light mineral in the above is ilmenite.

sample	MK 34/2				DJ 8a			
	pmp-(Al)	pmp-(Al)	pmp-(Fe)	pl	pmp-(Mg)	pmp-(Al)	chl	hb-(Mg)
an. N°	7 opr.	8 opr.	46	1	29	37	27	36
SiO ₂	36,93	36,65	35,97	46,21	36,33	37,82	28,10	45,64
TiO ₂	0,20	0,04	0,20		0,11	0,13		0,33
Al ₂ O ₃	25,79	25,40	24,37	33,80	25,28	25,50	19,61	11,85
Cr ₂ O ₃	0,13	0,00	0,09		0,12	0,00	0,11	0,28
FeO _{tot}	4,33	5,32	6,08	0,04	6,12	3,86	27,36	14,85
MgO	1,68	1,93	1,89		3,85	2,82	10,48	11,01
MnO	0,02	0,00	0,03		0,00	0,00	0,17	0,23
V ₂ O ₃	0,43	0,00						
BaO	0,03	0,00	0,01					
CaO	23,47	23,52	22,72	18,10	20,92	23,82	0,61	12,07
Na ₂ O	0,03	0,03	0,06	1,52				1,37
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,00				0,12
Total	93,05	92,91	91,42	99,66	92,73	93,95	86,44	97,75
per ox.	24,5	24,5	24,5	8	24,5	24,5	14	23
Si	5,96	5,95	5,96	2,13	5,90	6,02	3,02	6,71
Al	4,90	4,86	4,76	1,84	4,84	4,79	2,48	2,06
Ti	0,02	0,01	0,02		0,01	0,02		0,04
Cr	0,02	0,00	0,01		0,02	0,00	0,01	0,03
Mg	0,41	0,49	0,47		0,93	0,67	1,68	2,41
Fe ²⁺	0,59	0,72	0,84	0,00	0,83	0,51	2,46	1,83
Mn	0,00	0,00	0,04		0,00	0,00	0,02	0,03
V	0,06	0,00	0,00					
Ba	0,00	0,00	0,00					
Ca	4,06	4,09	4,03	0,89	3,64	4,06	0,07	1,90
Na	0,01	0,01	0,02	0,14				0,39
K	0,00	0,00	0,00	0,00				0,02
M/MF	0,41	0,40	0,36		0,53	0,57	0,41	0,57

Tab. 1: Analýzy pumpellyitů, chloritu, hostitelského bazického plagioklasu (bytownit) a amfibolu (magnezihornblend). M/MF=Mg/(Mg+Fe) v apfu.

Tab. 1: Chemical analyses of pumpellyites, chlorite and theirs host minerals – plagioclase (bytownite) and amphibole (magnezihornblende). M/MF=Mg/(Mg+Fe) in apfu.

občas uzavírá druhotné minerály – slabě zelenkavé velmi drobné lupínky pumpellyitu (obr. 2, tab. 1, vz. MK34/2), křemen a občas sericit. Protože je plagioklas zpravidla zakalený jemnou organickou substancí, spolehlivou identifikaci pumpellyitu a dalších naložených fází umožnilo studium pomocí BSE zobrazení a elektronové mikroanalýzy. Ve vztahu vůči základní deformačně-metamorfní stavbě je lze spíše označovat jako produkt pozdně synkinematické až postkinematické fáze.

Hostitelskou horninou pumpellyitu, pocházejícího z jesenického amfibolitového masivu, je amfibolit složený z tmavozeleného Ca-amfibolu a plagioklasu dosahujícího bazicitu labradoritu. Téměř černý masivní drobně zrnitý amfibolit má nematoblastickou strukturu. Většinou krátce sloupcovité až skoro izometrické amfiboly jsou silně poikilitické s drobnými inkluzemi plagioklasu, možná i křemene. Kalcit tvoří ojedinělé žilky, z druhotných minerálů se lokálně objevuje pyrrhotin a chlorit. Pumpellyit vytváří laločnaté izometrické agregáty o velikosti až do 0,07 mm (analýza 37 v tab. 1) uzavírané v amfibolu, taktéž na styku s plagioklasem. Druhou formou jsou úzké pásy jdoucí paralelně se štěpností amfibolu. Jsou až 70 μm dlouhé, ale jen 3–8 μm široké (analýza 29).

Podle klasifikace (Passaglia – Gottardi 1973) náleží pumpellyit v biotiticko-bytownitových rulách (tab. 1, vz. MK 34/2) k pumpellyitu-(Al) a pumpellyitu-(Fe). Pumpellyit, který vznikl na úkor amfibolu (tab. 1, vz. DJ 8a), klasifikovaném jako magnesiohornblend (Leake et al. 1997), představuje pumpellyit-(Mg) a -(Al). Pumpellyity vznikající z bazického plagioklasu mají nižší poměr M/MF než ty, které alterují amfibol (viz dolní část tab. 1). Z chemického složení těchto pumpellyitů plyne podobný poměr M/MF jako má primární amfibol. Z minerálního složení hornin je zřejmé, že novotvořená asociace vzniká za přispění externích fluid. V případě přeměny bytownitu se jedná hlavně o přínos H_2O , FeO a MgO, při vývoji z amfibolu je vedle H_2O markantní přínos Al_2O_3 .

Geneze pumpellyitu a diskuze

Metamorfni podmínky tvorby pumpellyitu spadají do oblasti anchizóny, kde nejspíše odpovídají prehnit-pumpellyitové subfacii. V amfibolu (vz. DJ 8a) se ojediněle objevují tenké lupínky chloritu (tab. 1), který podle chloritové kompoziční geotermometrie (Cathelineau 1988) indikuje teplotu vzniku ca 250 °C. Na nízkoteplotní charakter pumpellyitu v obou studovaných vzorcích také poukazuje nepřítomnost aktinolitu/tremolitu, do jisté míry i minerálů epidot-zoisitové skupiny. Absence prehnitu může být zapříčiněna nevhodným chemickým složením horniny (více je charakteristický pro vápenato-silikátové horniny, případně pro asociaci s kalcitem), anebo je také možné, že vývoj pumpellyitu byl podmiňován tlakovými podmínkami převyšujícími pole stability prehnitu. Prehnit není v jesenické oblasti výjimečný, je např. popisovaný ze žil alpského typu v amfibolitech sobotínského masivu (Novotný a kol. 2002). Není však zřejmé, do jaké míry je oprávněné přímé genetické srovnávání obou minerálů.

Stáří a tektonické pozadí vývoje zkoumané minerální asociace s pumpellyitem lze hodnotit z více hledisek. Může představovat retrográdní fázi završující vývoj základní variské vrcholové metamorfni asociace horniny. Případně krystalizovala v důsledku následné mylonitizace – fylonitizace, která probíhala v kompresním režimu ve facii zelených břidlic a v širokém měřítku postihla

horniny silezika (např. Cháb – Opletal 1984, Hanzl 1992, Schulmann – Gayer 2000). Pumpellyit mohl také vzniknout v průběhu „pozdně-kulmských“ deformačních fází (Orel 1975) a s nimi související nízkoteplotní metamorfózy, s hypotetickým příklonem k vyšším tlakům. Plynulý přechod vyšších minerálních asociací směrem k pumpellyitu je obtížné prokázat, proto se nabízí spíše alternativa mladší, relativně nezávislé tektonické fáze.

Na druhé straně je opodstatněná i paralelizace s tektonickými a následnými termálně-látkovými vlivy spojenými s chladnutím žulovského plutonu a jeho drobnějších regionálních ekvivalentů v permském období. Tato představa koresponduje s relativně nízkými $^{40}Ar/^{39}Ar$ věky amfibolu a muskovitu, které dávají 273 Ma a 288 Ma (Maluski et al. 1995). Tyto minerály, které mají vyšší uzavírací teplotu (McDougall – Harrison 1999) než je předpokládána teplota tvorby pumpellyitu, pocházejí z deformovaného desenského krystalinika v oblasti červenohorského zlomového pásma, v blízkosti první zkoumané lokality (obr. 1A).

Závěr

Na dvou lokalitách v české části Hrubého Jeseníku byl identifikován pumpellyit – v bytownitových rulách vrbenské skupiny náleží Al- a Fe-typu, zatímco v amfibolitech jesenického masivu se vyskytuje Al- a Mg-typ. Pumpellyit vznikl v důsledku několika činitelů:

- 1/ příznivé litologické a minerální predispozice, kde se tvoří na úkor plagioklasu bytownitového složení a Ca-amfibolu,
- 2/ odráží anchimetamorfni podmínky vzniku, přibližně v poli prehnit-pumpellyitové facie,
- 3/ jeho krystalizace je vázaná na přínos externích fluid.

Pozdně syn- až post-kinematický pumpellyit pravděpodobně vznikl v období raně permských pomagmatických (žulovský pluton, s. l.) tektonometamorfni procesů spojených s konsolidací a chladnutím zkoumané oblasti.

Poděkování

Práce vznikla v rámci interního výzkumného projektu České geologické služby č. ú. 390005. Autoři děkují Doc. RNDr. J. Leichmannovi, PhD. a Doc. RNDr. M. Dydovi, CSc. za recenzentské posouzení článku. Za odbornou pomoc s grafickou editací jsme zavázáni Mgr. H. Gilíkové, PhD.

Literatura

- Becke, F. (1892): Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). – Sitz. – Ber. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Bd. CI, Abt. I, 1–15. Wien.
- Bederke, E. (1935): Die Regionalmetamorphose im Altvatergebirge. – Geol. Rdsch., 26, 1/2, 108–124. Leipzig.
- Cathelineau, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. – Clay Miner. 23, 471–485
- Day, H. W. – Springer, R. K. (2005): The first appearance of actinolite in the prehnite-pumpellyite facies, Sierra Nevada, California. – Canadian Min., 43, 89–104.
- Evarts, R. C. – Schiffman, P. (1983): Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. – Am. J. Sci., 283, 289–340.
- Fabian (1936): Die Metamorphose devonischer Phyllite im Altvatergebirge. – Chem. d. Erde, 10, 343–408. Jena.
- Frey, M. – Capitani, C. – Liu, J. G. (1991): A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. – J. met. Geol., 9, 497–509.
- Hanžl, P. (1992): Deformace devonu a jeho podloží severně od Vrbna pod Pradědem v Hrubém Jeseníku. – Věst. Čes. Geol. Úst., 67, 61–73.
- Hladil, J. – Kalvoda, J. – Vavrdová, M. (1987): Některá nová mikropaleontologická data z Nížkého Jeseníku. – Knih. Zemního plynu a nafty, 6a, Miscellanea Mikropaleontologica, II/1, 97–118. Hodonín.
- Cháb, J. – Opletal, M. (1984): Příkrovová stavba východního okraje skupiny Červenohorského sedla v Hrubém Jeseníku. – Věst. Ústř. úst. geol., 59, 1–10. Praha.
- Kölbl, L. (1929): Die alpine Tektonik des Altvatergebirges. – Mitt. Geol. Gesell., 22, 65–124. Wien.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, Ch. E. – Birch, W. D. – Gilbert, M. Ch. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Kisch, H. J. – Krivovichev, V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandarino, J. A. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock, N. M. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. – Am. Miner., 82, 1019–1037.
- Maluski, H. – Rajlich, P. – Souček, J. (1995): Pre-Variscan and early Alpine thermo-tectonohistory of the northeastern Bohemian Massif. – An Ar₄₀/Ar₃₉ study. – Geol. Rundsch., 84, 345–358.
- Mašek, J. (1958): Geologicko-petrografické poměry v severovýchodním okolí Koutů v Hrubém Jeseníku. – Přír. sbor. Ostrav. Kraje, sv. 19, 279–306. Opava.
- McDougall, J. – Harrison, T. M. (1999): Geochronology and Thermochemistry by the 40Ar/39Ar Method. – Oxford Univ. Press, 2nd ed., pp. 269.
- Novotný, P. – Štelcl, J. (1961): Petrografie severovýchodní části Hrubého Jeseníku. – Folia PřF UJEP, Sv. II, 123 str. Brno.
- Novotný, P. – Zimák, J. – Toegel, V. (2002): Mineralizace alpského typu z lomu v Krásném u Šumperka. – Bull. miner.-petrol. odd. Nár. Muzea, 10, 259–264.
- Opletal, M. – Sekyra, J. – Novák, M. (1998): Geologická mapa ČR, list 14–24 Bělá pod Pradědem. – Soubor geologických a účelových map 1:50 000, ČGS Praha.
- Orel, P. (1975): Variský tektonický styl paleozoika západní části jeseníckého bloku. – Výzkumné práce ÚÚG, 8ú, 7–23. ÚÚG Brno.
- Passaglia, E. – Gottardi, G. (1973): Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites. – Can. Mineralogist, 12, 219–223.
- Pouba, Z. – Dvořák, J. – Kužvart, M. – Mísař, Z. – Musilová, L. – Prosová, M. – Rohlich, P. – Skácel, J. – Unzeitig, M. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XVIII Jeseník. Vyd. ÚÚG, Nakl. ČSAV, 178 str. Praha.
- Powell, W. D. – Carmichael, D. M. – Hodgson, C. J. (1993): Thermobarometry in a subgreenschist to greenschist transition in metabasites of the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada. – J. metamorphic Geol., 11, 165–178.
- Puziewicz, J. – Olejniczak, K. – Koepke, J. (2003): Pumpellyite-actinolite facies quartzites from the eastern cover of the Žulová pluton (NE Bohemian Massif). – Neues Jb. Min.-Abh., 178, 153–172.
- René, M. (1983): Geochemie a petrologie metapelitů obalových sérií jádra desenské klenby. – Čas. mineral. geol., 28, 3, 277–286. Praha.
- Roemer, C. F. (1865): Ueber die Auffindung devonischer Versteinerungen auf dem Osthange des Altvater-Gebirges. – Z. dtsch. Geol. Ges., Jb., Stuttgart, 1865, 579–593.
- Schiffman, P. – Liou, J. G. (1980): Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite, Ca₂Al₃MgSi₆O₂₁(OH)₇. – J. Petrol., 21, 441–474.
- Schulman, K. – Gayer, R. (2000): A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. – Jour. Geol. Soc., London, 157, 401–416.
- Souček, J. (1981): Geochemie devonských metabazitů Hrubého a Nížkého Jeseníku. – Čas. Pro min. a geol., 26, 125–142.
- Žáček, V. – Sekyra, J. – Opletal, M. (1995): Geologická mapa ČR, list 14-22 Jeseník. – Soubor geologických a účelových map 1:50 000, ČGS Praha.

PROVENIENCE METABAZITŮ KAMENNÉ BROUŠENÉ INDUSTRIE Z NEOLITICKÉHO SÍDLIŠTĚ U TĚŠETICE-KYJOVIC, OKR. ZNOJMO

Provenience of metabasites used for polished stone artefacts from the Neolithic site of Těšetice-Kyjovice, Znojmo district

Antonín Přichystal, Pavlína Valová

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

(34–11 Znojmo)

Key words: Neolithic, Těšetice-Kyjovice near Znojmo, polished industry, metabasites

Abstract

The article is concentrated on detailed evaluation of stone polished artefacts from the Neolithic site at Těšetice-Kyjovice (SW Moravia), especially those made of metabasites. The provenience of raw materials has been based on comparison of our analyses with the rock analyses from the potential sources. The metabasites from the Jizerské hory Mts. have been found as the prevalent raw materials, some massive metabasites could come also from the Jizerské hory Mts. In addition to them, there was ascertained another important raw material - metabasites of the Želešice type having the source south of Brno.

Úvod

Neolitická osada Těšetice-Kyjovice se nachází 7 km sv. od Znojma a asi 2,5 km sz. od obce Těšetice v poloze zvané „Sutny“. Toto místo je situováno na sprašovém návrší, které se k jihu sklání k potoku Únanovka. Neolitické sídliště u Těšetice-Kyjovic je v mnoha směrech výjimečná lokalita evropského významu. Jedná se o polykulturní

naleziště s osídlením od neolitu až po středověk, jedním z nejvýznamnějších je neolitická kultura s moravskou malovanou keramikou.

Z geologického hlediska leží archeologické naleziště na styku Českého masivu a Západních Karpat, konkrétně se jedná o dyjský masiv pokrytý miocenními sedimenty karpatské předhlubně a pleistocenními sprašemi. V bez-



Obr. 1: Přehled přírodních výskytů metabazitů využívaných nebo pravděpodobně využívaných v pravěku na broušené artefakty. Vysvětlivky: 1 – Želešice u Brna, 2 – Jistebsko u Jablonce nad Nisou, 3 – Velké Hamry u Tanvaldu, 4 – Pernek v Malých Karpatech (Slovensko), 5 – Felsőcsatár (Maďarsko), 6 – Pyszczyńska Góra východně od Strzelina (Polsko).

Fig. 1: The overview of metabasite natural occurrences used or probably used for polished artefacts in prehistory. Legend: 1 – Želešice near Brno, 2 – Jistebsko near Jablonec nad Nisou, 3 – Velké Hamry near Tanvald, 4 – Pernek in the Malé Karpaty Mts. (Slovakia), 5 – Felsőcsatár (Hungary), 6 – the Pyszczyńska Góra Mt. east of Strzelin (Poland).

prostředním okolí lokality vystupují biotitické granity dyjského masivu s polohami biotit-amfibolických křemenných dioritů, dále na východ směrem k obci jsou vymapovány zbrídlíčnatělé biotitické granodiority s xenolity biotitických pararul (Čtyřoký a kol. 1983). Pod pokryvem spraší se místy objevují relikty křemenných písků a šterků ottangského stáří nebo pleistocenních (günzských) fluviálních šterků.

Metabazity – rozhodující surovina broušených artefaktů v neolitu

Metabazity (zelené břidlice) jako převládající horniny na neolitické kopytovité klíny a sekery zaznamenali v rámci kolekce z Těšetic-Kyjovic již Štelcl – Malina (1975), na základě popisu výbrusů pod polarizačním mikroskopem je označili jako aktinoliticko-amfibolické břidlice. Jejich původ hledali v prostoru Sobotínska na severní Moravě nebo v Rychlebských horách ve Slezsku. V současnosti víme, že nejpoužívanější surovinou k výrobě broušené industrie ve starém neolitu byly takové zelené břidlice nebo obecně metabazity, které navíc prošly kontaktní metamorfózou v blízkosti velkých granitoidních plutonů (Přichystal 2009). Na základě geologických znalostí je možné konstatovat, že nejen v širším okolí Těšetic-Kyjovic, ale ani dále na západní Moravě (to je v prostoru moravika a moldanubika) nemohou takové horniny existovat zejména z důvodů celkově vyšší metamorfózy zmíněných geologických jednotek, v moraviku navíc nejsou přítomny mladší granitoidní intruze, které by způsobily potřebnou kontaktní metamorfózu. Přehled přírodních výskytů metabazitů využívaných nebo pravděpodobně využívaných v pravěku na broušené artefakty je na obr. 1.

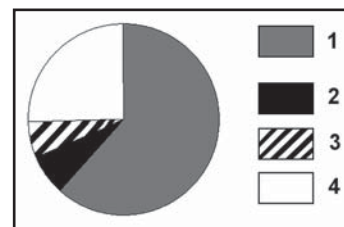
Dlouhodobé pátrání po původu takových hornin bylo úspěšné v roce 2002, kdy byl objeven jejich zřejmě nejvýznamnější zdroj v Jizerských horách (Jistebsko – Šrein et al. 2002, Velké Hamry – Přichystal 2002b) při kontaktu železnobrodského krystalinika s krkonoško-jizerským plutonem (přesněji s tanvaldským granitem). Spodnopaaleozoické zelené břidlice, které jsou součástí ponikelské skupiny, byly termálně metamorfovány během hercynské orogeneze. Další horniny, které prošly analogickým vývojem a byly také v pravěku intenzivně využívány, představují metabazity od Želešic u Brna, kde vystupují v jižní části metabazitové zóny brněnského plutonu. Tyto metabazity jsou proterozoického stáří a ještě koncem proterozoika byly kontaktně metamorfovány granity západní části brněnského plutonu. Během hercynské orogeneze prošly intenzivní deformací a přeměnou ve facii zelených břidlic (Buriánek 2005). Tato surovina je odlišitelná od metabazitů typu Jizerské hory díky výrazně vyšší magnetické susceptibilitě, která se dá zjistit nedestrukčním měřením artefaktů pomocí kapametru. Metodu jsme začali využívat pro determinaci archeologických artefaktů jako jedni z prvních na světě (Přichystal 1994).

Zdroje zelených břidlic s podobným vývojem je možné najít i mimo naše území, a to na západním Slovensku v Malých Karpatech v rámci pezinocko-pernecké skupiny (Mérés et al. 2001, 2004). Klasické zelené břidlice od Felsőcsatáru na západě Maďarska (Szakmány – Kasztovszky

2004), rovněž využívané v pravěku, se odlišují již makroskopicky zřetelnými kumulacemi kyselých plagioklasů. Jako o možném zdroji se dále uvažuje o amfibolických břidlicích z Pyszczyńské Góry v jižním Polsku (Wójcik – Sadowski 2006). Vzhledem k tomu, že výzkumy slovenských a maďarských autorů zatím poukazují na skutečnost, že zelené břidlice z Malých Karpat a z Maďarska z okolí Felsőcsatáru byly využívány jen v širším okolí přírodních zdrojů, jeví se Želešice a Jistebsko – Velké Hamry v Jizerských horách jako nejvýznamnější potenciální zdrojové lokality.

Základní rozdělení souboru a použitá metodika

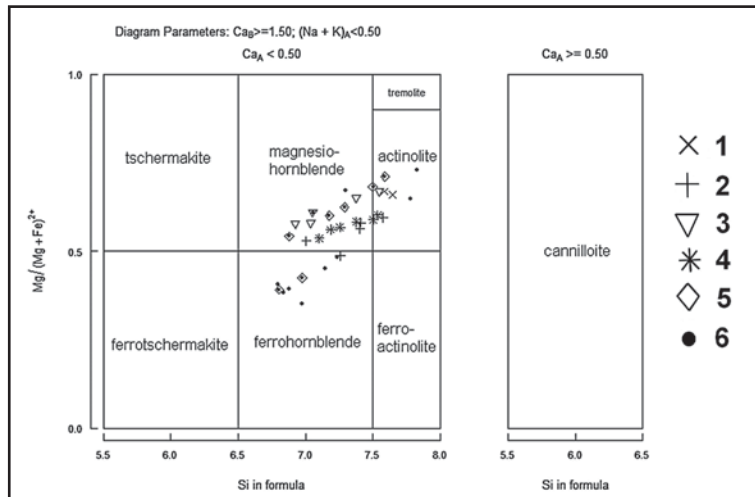
Petrografické studium kolekce broušených artefaktů z neolitického sídliště Těšetic-Kyjovice bylo zahájeno nedestrukční prohlídkou pod stereomikroskopem a změřením magnetické susceptibility. Na základě těchto kroků byly jednotlivé skupiny surovin pojmenovány podle pravděpodobných zdrojových lokalit. V tomto směru jsme navázali na převážně makroskopickou determinaci provedenou již dříve Vokáčem (2008). Z kolekce 623 kusů artefaktů patřilo 335 kusů metabazitům typu Jizerské hory (ve Vokáčově určení označeno jako metabazit typu Pojizeří), k metabazitům typu Želešice bylo přiřazeno 43 kusů artefaktů. Dále byl vyloučen ještě třetí typ celistvých metabazitů (46 kusů), které zřejmě pocházejí také z oblasti Jizerských hor, ovšem makroskopicky se celistvějším vzhledem liší od skupiny klasických metabazitů typu Jizerské hory. V kolekci se vyskytuje i surovina blízká se nefritu. Diagram na obr. 2



Obr. 2: Zastoupení surovin v kolekci broušených artefaktů z neolitické lokality Těšetic-Kyjovice. 1 – metabazity typu Jizerské hory, 2 – metabazity typu Želešice, 3 – ostatní metabazity, 4 – ostatní suroviny.

Fig. 2: The representation of raw materials in the collection of polished artefacts from the Neolithic site at Těšetic-Kyjovice. 1 – metabasites of the Jizerské hory Mts. type, 2 – metabasites of the Želešice type, 3 – other metabasites, 4 – other raw materials.

znázorňuje zastoupení surovin v souboru broušených artefaktů z neolitické lokality Těšetic-Kyjovice. Další výzkum se zaměřil jednak na zjištění chemismu horninotvorných minerálů s pomocí elektronového mikroanalýzátoru, jednak na chemické složení jak artefaktů, tak srovnávacích vzorků ze zdrojových lokalit. Vybrané leštěné výbrusové preparáty byly napařeny uhlíkem a následně podrobeny analýze na elektronovém mikroanalýzátoru Cameca SX100 v Laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy na ÚGV PŘF MU v Brně (analytici R. Škoda, Š. Benedová a P. Gadas). Podrobně byly analyzovány zejména živce a skupina amfibolů. Měření byla provedena při urychlovacím napětí 15 kV. Proud svazku elektronů o průměru 5–10 μm činil 10 nA. Pro stanovení chemického složení bylo použito tyto standardy: pro amfiboly – Cl (vanadinit), Cr (chromit), Ba (benitoit), Ti (hornblend), Na (albit A),



Obr. 3: Klasifikace vápenatých amfibolů z artefaktů zhotovených z metabazitů typu Jizerské hory, celistvých metabazitů a aktinolitické břidlice až nefritu ve srovnání s metabazity z oblastí Jizerských hor v diagramu podle Leake et al. (1997). Vysvětlivky: 1 – artefakt L 323 z Těšetic-Kyjovic (metabazit typu Jizerské hory), 2 – artefakt L 8641 z Těšetic-Kyjovic (metabazit typu Jizerské hory), 3 – artefakt L 3078 z Těšetic-Kyjovic (celistvý metabazit), 4 – artefakt L 6076 z Těšetic-Kyjovic (celistvý metabazit), 5 – artefakt L 8650 z Těšetic-Kyjovic (aktinolitická břidlice až nefrit), 6 – metabazity kontaktní aureoly tanvaldského granitu (Šída 2007). Fig. 3: The classification of calcic amphiboles from artefacts made of the Jizerské hory metabasites type, compact metabasites and actinolite-schist to nephrite in comparison with the metabasites from the Jizerské hory Mts. in the diagram after Leake et al. (1997).

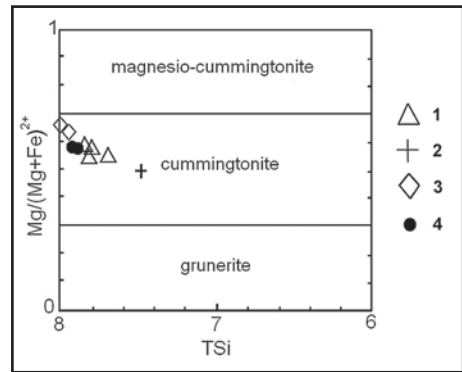
Legend: 1 – artefact L 323 from Těšetic-Kyjovice (metabasite of the Jizerské hory Mts. type), 2 – artefact L 8641 from Těšetic-Kyjovice (metabasite of the Jizerské hory Mts. type), 3 – artefact L 3078 from Těšetic-Kyjovice (compact metabasite), 4 – artefact L 6076 from Těšetic-Kyjovice (compact metabasite), 5 – artefact L 8650 from Těšetic-Kyjovice (actinolite-schist to nephrite), 6 – metabasites of the contact aureole of the Tanvald granite (Šída 2007).

Si, Al, K (sanidin), Mg ($MgAl_2O_4$), Ca (andradit), P (fluorapatit), Fe (almandin), Mn (spessartin), Ni (Ni), Zn (gahnit), F (topaz); pro živce: Fe, Ca (andradit), Ba (baryt), P (fluorapatit), Cl (NaCl), Na (albit), Si, Al, K (sanidin), Sr ($SrSO_4$), Pb (PbS).

Výzkum chemického složení hlavních horninotvorných minerálů s pomocí elektronového mikroanalyzátoru

Pro doložení provenience použitých metabazitů jsme analyzovali hlavní horninotvorné minerály (skupina amfibolů, živce, opakní minerály) a konfrontovali je s analýzami těchto minerálů ze surovin potenciálních zdrojových lokalit.

U artefaktů zhotovených z předpokládaných metabazitů typu Jizerské hory byly proto vyneseny pro srovnání i analýzy metabazitů z kontaktní aureoly tanvaldského granitu (Šída 2007). V obou vzorcích jsou přítomny dva typy amfibolů. Prvním typem jsou vápenaté amfiboly, které v artefaktu L323 odpovídají v diagramu Leake et al. (1997) aktinolitům a v artefaktu L8641 řadě ferrohornblend, magnesiohornblend, aktinolit (obr. 3). Obsahy TiO_2 a MnO jsou v těchto amfibolech velmi nízké, pohybují se v rozmezí 0,1–0,8 % a obsahy MnO od 0,1 do 0,4 %. Dále se vyznačují nízkým obsahem alkálií, přičemž Na_2O (0,1–0,6 %) převažuje nad K_2O (0,1–0,5 %). Jako druhý typ se objevují hořečnatě-železnaté amfiboly, které jsou v obou vzorcích podle diagramu Hawthorne (1981) zastoupeny cummingtonitem (obr. 4). Tyto amfiboly se vyznačují vyššími hodnotami FeO (18,0–25,3 %) a nízkými obsahy CaO (většinou



Obr. 4: Klasifikace Mg-Fe amfibolů z artefaktů zhotovených z metabazitů typu Jizerské hory, celistvých metabazitů a aktinolitické břidlice až nefritu ve srovnání se zdrojovými metabazity z Jizerských hor (Hawthorne 1981).

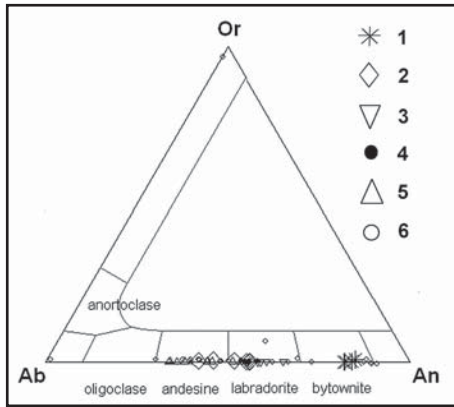
1 – artefakt L 323 z Těšetic-Kyjovic (metabazit typu Jizerské hory), 2 – artefakt L 8641 z Těšetic-Kyjovic (metabazit typu Jizerské hory), 3 – artefakt L 8650 z Těšetic-Kyjovic (aktinolitická břidlice až nefrit), 4 – metabazity kontaktní aureoly tanvaldského granitu (Šída 2007).

Fig. 4: The classification of the Fe-Mg amphiboles from artefacts made of the Jizerské hory metabasites type, compact metabasites and actinolite-schist to nephrite in comparison with metabasites from the Jizerské hory Mts. (Hawthorne 1981).

1 – artefact L 323 from Těšetic-Kyjovice (metabasite of the Jizerské hory Mts. type), 2 – artefact L 8641 from Těšetic-Kyjovice (metabasite of the Jizerské hory Mts. type), 3 – artefact L 8650 from Těšetic-Kyjovice (actinolite-schist to nephrite), 4 – metabasites of the contact aureole of the Tanvald granite (Šída 2007).

nepřevyšují 1,5 %). Obsahy TiO_2 i alkálií jsou u nich nižší než u vápenatých amfibolů. U TiO_2 většinou dosahují hodnot do 0,1 %, u Na_2O se pohybují od 0,03 do 0,4 % a u K_2O od 0,0 do 0,1 %. V obou vzorcích byly dále zjištěny dva druhy živců, které po vnesení do diagramu Ab-Or-An spadají do pole andezínu až labradoritu (obr. 5).

U artefaktů z metabazitů typu Želešice jsou ve studovaných artefaktech L 4530 a L 5859 přítomny pouze vápenaté amfiboly, které v diagramu Leake et al. (1997) odpovídají aktinolitům (obr. 6). Přítomnost TiO_2 a MnO v nich je opět velmi nízká, v podstatě u těchto oxidů není významný rozdíl oproti vápenatým amfibolům z metabazitů typu Jizerské hory. Konkrétně se obsahy TiO_2 pohybují v rozmezí 0,1–2,4 %, většinou však do 1,0 % a obsahy MnO od 0,3 do 0,5 %. Tyto amfiboly se vyznačují také nízkým obsahem alkálií. Na_2O (0,2–1,9 %) převažuje nad K_2O (0,0–0,3 %). U artefaktu L 5859 byly zjištěny živce s poměrně širokým rozsahem ve směsi albitové a anortitové komponenty (obr. 7).



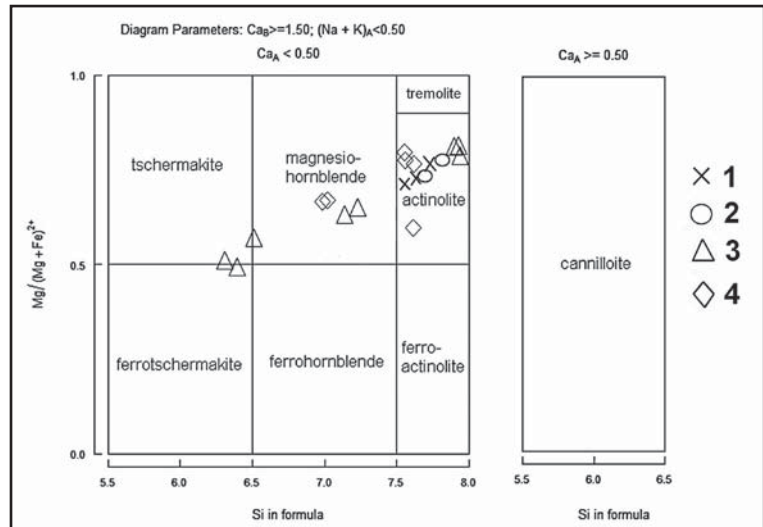
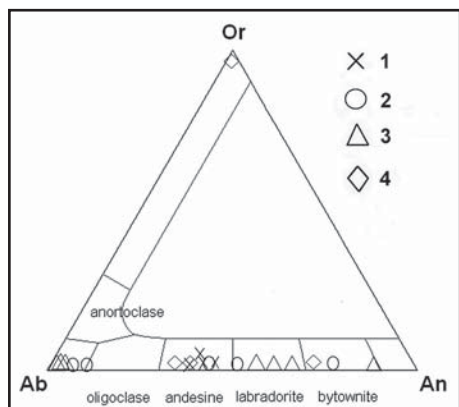
Obr. 5: Klasifikace živců z artefaktů zhotovených z metabazitů typu Jizerské hory, celistvých metabazitů a aktinolitické břidlice až nefritu ve srovnání se zdrojovými metabazity z Jizerských hor. Vysvětlivky: 1 – artefakt L 323 z Těšetic-Kyjovic (metabazit typu Jizerské hory), 2 – artefakt L 8641 z Těšetic-Kyjovic (metabazit typu Jizerské hory), 3 – artefakt L 3078 z Těšetic-Kyjovic (celistvý metabazit), 4 – artefakt L 6076 z Těšetic-Kyjovic (celistvý metabazit), 5 – artefakt L 8650 z Těšetic-Kyjovic (aktinolitická břidlice až nefrit), 6 – metabazity kontaktní aureoly tanvaldského granitu (Šída 2007).

Fig. 5: The classification of feldspars from artefacts made of metabasites the Jizerské hory Mts. type, compact metabasites and actinolite-schist to nephrite in comparison with metabasites from the Jizerské hory Mts. Legend: 1 – artefact L 323 from Těšetic-Kyjovice (metabasite of the Jizerské hory Mts. type), 2 – artefact L 8641 from Těšetic-Kyjovice (metabasite of the Jizerské hory Mts. type), 3 – artefact L 3078 from Těšetic-Kyjovice (compact metabasite), 4 – artefact L 6076 from Těšetic-Kyjovice (compact metabasite), 5 – artefact L 8650 from Těšetic-Kyjovice (actinolite-schist to nephrite), 6 – metabasites of the contact aureole of the Tanvald granite (Šída 2007).

V klasifikaci živců v diagramu Ab-Or-An spadají do pole albitu, andezínu, labradoritu až bytownitu, zatím co u artefaktu L 4530 se ocitají všechny analýzy živců pouze v poli andezínu.

Obr. 7: Klasifikace živců z artefaktů zhotovených z metabazitů typu Želešice nalezených v Těšeticích-Kyjovicích, ze zdrojové horniny u Želešic a z artefaktu nalezeného v archeologickém objektu nedaleko Želešic. Vysvětlivky: 1 – artefakt L 4530 z Těšetic-Kyjovic (zelená břidlice typu Želešice), 2 – artefakt L 5859 z Těšetic-Kyjovic (zelená břidlice typu Želešice), 3 – zelená břidlice ze Želešic, 4 – surovina z archeologického objektu s lineární keramikou z Modřic (3 a 4 převzaty z práce Přichystal 2009).

Fig. 7: The classification of feldspars from artefacts made of metabasites of the Želešice type found in Těšetic-Kyjovice, from rock source in Želešice and from an artefact found in an archaeological object near Želešice. Legend: 1 – artefact L 4530 from Těšetic-Kyjovice (metabasite of the Želešice type), 2 – artefact L 5859 from Těšetic-Kyjovice (metabasite of the Želešice type), 3 – metabasite from a natural outcrop at Želešice 4 – artefact from an archaeological object with Linear Pottery at Modřice (3 and 4 after Přichystal 2009).



Obr. 6: Klasifikace vápenatých amfibolů z artefaktů zhotovených z metabazitů typu Želešice nalezených v Těšeticích-Kyjovicích, z přírodního výchozu v Želešicích a z artefaktu nalezeného v archeologickém objektu nedaleko Želešic, v diagramu podle Leake et al. (1997). Vysvětlivky: 1 – artefakt L 4530 z Těšetic-Kyjovic (zelená břidlice typu Želešice), 2 – artefakt L 5859 z Těšetic-Kyjovic (zelená břidlice typu Želešice), 3 – zelená břidlice ze Želešic, 4 – surovina z archeologického objektu s lineární keramikou z Modřic (3 a 4 převzaty z práce Přichystal 2009).

Fig. 6: The classification of calcic amphiboles from artefacts made of metabasites of the Želešice type found in Těšetic-Kyjovice, from the rock source in Želešice and from an artefact found in an archaeological object near Želešice, in the diagram after Leake et al. (1997). Legend: 1 – artefact L 4530 from Těšetic-Kyjovice (metabasite of the Želešice type), 2 – artefact L 5859 from Těšetic-Kyjovice (metabasite of the Želešice type), 3 – metabasite from a natural outcrop at Želešice 4 – raw material from archaeological object with Linear Pottery at Modřice (3 and 4 after Přichystal 2009).

V artefaktu L 8650 zařazeném k aktinolitické břidlici až nefritu byly zastíženy tři typy amfibolů. Prvním typem jsou vápenaté amfiboly, které odpovídají v diagramu Leaka et al. (1997) aktinolitům (obr. 3). Obsahy TiO₂ (0,14–0,17 %) a MnO (0,2–0,3 %) jsou velmi nízké. Dále se tyto amfiboly vyznačují nízkým obsahem alkálií, přičemž Na₂O (0,4 %) převažuje nad K₂O (0,01–0,03 %). Jako druhý typ se objevují hořečnatě-železnaté amfiboly, které jsou podle diagramu Hawthorne (1981) zastoupeny cummingtonitem (obr. 4). Tyto amfiboly se vyznačují vyššími hodnotami FeO (19,0–19,3 %) a nízkými obsahy CaO (0,7–1,4 %). Obsahy TiO₂ i alkálií jsou nižší než u vápenatých amfibolů. U TiO₂ většinou dosahují hodnot do 0,05 %, u Na₂O kolísají od 0,0 do 0,6 % a u K₂O od 0,01 do 0,04 %. Jedna analýza odpovídá sodno-vápenatému amfibolu (winchitu). Tento

amfibol má snížené hodnoty FeO (9,5 %), vyšší hodnoty CaO (8 %) a Al_2O_3 (9,5 %). Stejně jako výše uvedené skupiny má nízké hodnoty alkálií (Na_2O 2,6 % a K_2O 0,03 %).

Ve vzorku byly zjištěny živce, které mají poměrně jednotné složení, všechny analýzy po vynesení do diagramu Ab-Or-An spadají do pole labradoritu (obr. 5).

U celistvých metabazitů byly ve dvou artefaktech zjištěny pouze vápenaté amfiboly, které odpovídají v diagramu Leaka et al. (1997) aktinolitům až magnesiohornblendům (obr. 3). Obsahy TiO_2 a MnO jsou velmi nízké. Obsahy TiO_2 se pohybují v rozmezí 0,2–0,9 %, obsahy MnO od 0,1 do 0,5 %. Dále se tyto amfiboly vyznačují nízkým obsahem alkálií, přičemž Na_2O (0,3–0,9 %) mírně převažuje nad K_2O (0,1–0,3 %). V obou artefaktech se vyskytují živce jednotného složení. Všechny analýzy po vynesení do diagramu Ab-Or-An spadají do pole labradoritu (obr. 5). Vzhledem k možnosti, že suroviny artefaktů pocházejí z Jizerských hor, byly pro srovnání spolu s analýzami artefaktů vyneseny již výše zmíněné výsledky analýz Šídy (2007), který zpracoval metabazity kontaktní aureoly tanvaldského granitu.

Diskuze

Z uvedených výsledků vyplývá, že nejpočetněji zastoupenou skupinou v předložené kolekci jsou metabazity typu Jizerské hory, které byly nazvány podle potenciálního zdroje v Jizerských horách. Především složením amfibolů a živců se suroviny artefaktů podobají výsledkům analýz hornin z Jizerských hor. Horniny z Jizerských hor se vyznačují dvěma druhy amfibolů (Šída 2007). Objevují se zde jak vápenaté amfiboly, které odpovídají řadě aktinolit, magnesiohornblend až ferohornblend, tak hořečnato-železnaté amfiboly zastoupené cummingtonitem (Šída 2007, Klomínský et al. 2004). Hornina je typická obsahem vysoce bazických živců charakteru labradoritu nebo bytownitu. Výše uvedeným faktům naprosto odpovídá složení artefaktu L 323, který chemickým složením amfibolů koresponduje se zdrojovou horninou. I když u artefaktu L 8641 není shoda tolik patrná, jsou opět přítomny dva druhy amfibolů, kdy z hořečnato-železnatých amfibolů je, stejně jako u hornin ze zdrojové lokality, zastoupen cummingtonit a z vápenatých amfibolů se zde objevují pouze aktinolity. Živce jsou charakteru andezínu až labradoritu. Je možné konstatovat, že svým složením odpovídají charakteru hornin zdrojové lokality.

Další významněji zastoupenou surovinou jsou celistvé metabazity. Po podrobnějším zkoumání bylo zjištěno, že se obě suroviny artefaktů blíží svým charakterem opět metabazitům z Jizerských hor. Byly proto srovnány s výsledky analýz metabazitů z Jizerských hor. Objevují se zde vápenaté amfiboly charakteru aktinolitu, ale především magnesiohornblendu, což odpovídá výsledkům Šídy (2007) a Klomínského et al. (2004), kteří se zabývali horninami z oblasti Jizerských hor. Živce z obou artefaktů spadají do pole labradoritu, čímž opět odpovídají složení hornin ze zdrojové lokality. Je tedy možné konstatovat, že srovnání analýz podporuje tvrzení, že jde o suroviny z oblasti Jizerských hor.

V předložené kolekci se vyskytla hornina, která se již při makroskopickém pozorování blíží nefritu a je uváděna

pod názvem aktinolitická břidlice až nefrit. Podle Šídy (2007) a Klomínského et al. (2004) se v okolí Jizerských hor místy vyskytují horniny charakteru nefritu. V hornině se vyskytují, stejně jako v horninách z Jizerských hor, dva druhy amfibolů. Vápenaté zastoupené aktinolitem a hořečnato-železnaté zastoupené cummingtonitem. Všechny živce spadají v klasifikačním diagramu do pole labradoritu, což opět odpovídá výsledkům ze zdrojové lokality a výsledkům analýz z artefaktů označených jako metabazity typu Jizerské hory.

Z výše uvedeného vyplývá, že z kontaktní zóny v Jizerských horách bude pocházet širší škála surovin než se původně předpokládalo. Kromě klasických páskovaných metabazitů typu Jizerské hory je zřejmě zdrojem některých celistvých metabazitů a v souboru vzácně se vyskytující aktinolitické břidlice až nefritu.

Skupina zelených břidlic typu Želešice byla pojmenována podle zdrojů v okolí obce Želešice. Vyskytují se zde suroviny typické především svou vysokou magnetickou susceptibilitou, kterou způsobuje již makroskopicky patrná přítomnost magnetitu v hornině. U obou studovaných artefaktů byla naměřena magnetická susceptibilita odpovídající tomuto zdroji. Výsledky analýz artefaktů byly srovnány s výsledky Přichystala (2009), který uvádí analýzy horniny ze Želešic a artefaktu získaného z archeologického objektu v okolí Želešic (z Modřic). Reliktní amfiboly spadají svým složením většinou mezi magnesiohornblendy a aktinolity. Z živců jsou zastoupeny plagioklasy, které mají charakter andezínu až labradoritu, zjištěn byl i albit a na mladších žilkách draselný živec. U studovaných artefaktů se objevují vápenaté amfiboly charakteru aktinolitu, což koresponduje s výsledky Přichystala (2009), nebyla ovšem zjištěna přítomnost magnesiohornblendu. Složení živců se pohybuje především v rozmezí andezín až labradorit, méně se vyskytuje albit a bytownit.

Shrnutí

Je možné konstatovat, že skupina artefaktů zhotovených z metabazitů typu Jizerské hory a skupina artefaktů z metabazitů typu Želešice se liší (vedle zásadně rozdílných hodnot magnetické susceptibility) především ve složení amfibolů. Metabazity z Jizerských hor obsahují dva druhy amfibolů (vápenaté a hořečnato-železnaté), zatímco v metabazitech typu Želešice se objevují pouze vápenaté amfiboly. V zastoupení živců jsou obě skupiny značně podobné, živce z metabazitů typu Želešice v námi studovaných artefaktech vykázaly rozsáhlejší spektrum v jejich složení.

Poděkování

Příspěvek byl řešen jako součást výzkumného záměru MSM 0021622427 „Interdisciplinární studium výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku“.

Literatura

- Buriánek, D. (2005): Metamorfnní vývoj želešického amfibolitového tělesa (brněnský masiv). – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2004, 82–87. Brno.
- Čtyroký, P. – Batík, P. – Dlabáč, M. – Dudek, A. – Martinec, P. – Zeman, A. (1983): Základní geologická mapa ČSSR 1:25 000, list 34-113 Znojmo. ÚÚG, Praha.
- Hawthorne, F. C. (1981): Crystal chemistry of the amphiboles. – In: D. R. Veblen (Ed.): Amphiboles and other hydrous pyriboles – mineralogy. – Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 1–102. Washington.
- Leake, B. E. – Koley, A. R. – Arps, C. E. S. – Birch, W. – Gilbert, M. C. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Koch, H. J. – Krovichev V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandarinko, J. A. – Marsech, W. V. – Nickel, E. H. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. – The Canadian Mineralogist 35, 219–246. Ottawa.
- Klomínský, J. – Fediuk, F. – Schovánek, P. – Gabašová, A. (2004): The hornblende-plagioclase hornfels from the contact aureole of the Tanvald granite, northern Bohemia – the raw material for Neolithic tools. – Bulletin of Geoscience 79, 1, 63–70. Praha.
- Méres, Š. – Hovorka, D. – Cheben, I. (2001): Provenience of polished stone artefacts raw materials from the site Bajč – Medzi kanálmi (Neolithic, Slovakia). – Slovak Geological Magazine 7, 4, 369–379. Bratislava.
- Méres, Š. – Dubíková, K. – Hovorka, D. – Cheben, I. (2004): Rock-forming minerals in contact-metamorphosed greenschists of the polished stone artefacts (Neolithic, Slovakia, site Bajč-Medzi kanálmi). – Slovak Geological Magazine 10, 1–2, 153–162. Bratislava.
- Přichystal, A. (1994): Rohstoffe der geschliffenen Artefakte der Jevišovice – Kultur aus Brno-Starý Lískovec. – In: A. Medunová-Benešová – P. Vitula (ed.): Siedlung der Jevišovice – Kultur in Brno-Starý Lískovec. Fontes Archaeol. Mor. XXII, s. 77. Archeologický ústav AV ČR, Brno.
- Přichystal, A. (2002a): Petrografický výzkum broušené a ostatní kamenné industrie z vedrovických pohřebišť. – In: Podborský, V. et al.: Dvě pohřebišťe neolitického lidu s lineární keramikou ve Vedrovicích na Moravě. 343 str., Ústav archeologie a muzeologie FF MU, Brno.
- Přichystal, A. (2002b): Objev neolitické těžby zelených břidlic na jižním okraji Jizerských hor (severní Čechy) / A discovery of Neolithic greenschist mining at the southern margin of the Jizerské hory Mts. (northern Bohemia). – Sborník abstraktů z konference 8. Kvartér 2002, 12–14, PFF MU, Brno.
- Přichystal, A. (2009): Kamenné suroviny v pravěku východní části střední Evropy. – 331 str., MU Brno.
- Szakmány, G. – Kasztovszky, Z. (2004): Prompt Gamma Activation Analysis, a new method in the archaeological study of polished stone tools and their raw materials. – Eur. J. Mineral. 16, 285–295, Stuttgart.
- Šída, P. (2007): Metabazity kontaktní aureoly tanwaldského granitu mezi Rádlem a Příchovicemi využívané pro výrobu neolitických kamenných nástrojů. – MS, diplomová práce, PFF UK, 159 str. Praha.
- Šrein, V. – Šreinová, B. – Šťastný, M. – Šída, P. – Prostředník, J. (2002): Neolitický těžební areál na katastru obce Jistebsko. – Archeologie ve středních Čechách, 6, 91–99, Praha.
- Štelcl, J. – Malina, J. (1975): Základy petroarcheologie. – Univerzita J. E. Purkyně, 285 str. Brno.
- Vokáč, M. (2008): Broušená a ostatní kamenná industrie z neolitu a eneolitu na jižní Moravě se zvláštním zřetelem na lokalitu Těšetice-Kyjovice. – MS, doktorská disertační práce, díl I. Ústav archeologie a muzeologie FF MU, 255 str. Brno.
- Wójcik, A. – Sadowski, K. (2006): Sprawozdanie z analizy petrograficznej zabytków ze stanowiska archeologicznego w Kostomłotach. – MS, zpráva, Instytut archeologii Uniwersytetu Wrocławskiego, 8 str.

PETROGRAFIE A GEOCHEMIE MIGMATITŮ Z LOMU VANOV U TELČE

Petrography and geochemistry of migmatites from the Vanov quarry near of Telč

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

(24–41 Třešť)

Key words: Moldanubian Zone, migmatite, petrography, geochemistry, biotite, cordierite

Abstract

The migmatites from the Vanov quarry are considerable rock type of the Moldanubian Zone in the Bohemian Massif. According to their microstructure, the most common are stromatic migmatites, accompanied by massive migmatites (diatexites) and agmatites. Biotite is comparatively Mg rich (Mg-siderophyllite) with $X_{Mg} = 0.38–0.61$ and Al content 1.49–1.63 apfu. The X_{Mg} of cordierite is similar (0.58–0.61). If compared to the composition of continental crust, mesosome of stromatic migmatites is enriched in Rb, Ba, Ce and Zr. The origin of leucosome is controlled by partial melting of the original biotite-rich metasediments, accompanied by depletion in Ce, Zr and Y and origin of positive Eu anomaly.

Úvod

Migmatity a migmatitizované pararuly jsou jedním z nejvýznamnějších horninových typů moldanubika Českého masivu. Jejich minerálnímu a chemickému složení byla však dosud věnována malá pozornost a minerální asociace byly studovány především za účelem stanovení metamorfických podmínek (Zoubek 1927, Krupička 1968, Cháb – Suk 1977, Vrána et al. 1995, Kalt et al. 1999). Málo je také známo o jejich geochemii (Matějka 1989, Leichmann et al. 2002, René 2003). Předložený příspěvek přináší nové petrografické a geochemické údaje o migmatitech odkrytých v lomu Vanov u Telče, který představuje jeden z nejvýznamnějších odkryvů těchto hornin v moravské větvi moldanubika.

Geologická pozice

Jámový lom Vanov u Telče je založený v různě intenzivně migmatitizovaných cordieriticko-biotitických pararulách lemujících východní okraj centrálního moldanubického plutonu. V lomu jsou nejhojněji zastoupené stromatitické migmatity, provázené méně hojnými masivními migmatity a agmatity. Z hlediska klasifikace Browna (1973) lze stromatitické migmatity přiřadit k metatexitům, masivní migmatity a agmatity mají povahu diatexitů. Metamorfická stavba stromatitických migmatitů je v některých případech zvládnutě nepravidelným střídáním poloh mesosomu a leukosomu, resp. jednotlivých proužků mesosomu s odlišným minerálním složením (křemen-biotit, cordierit-biotit, křemen-plagioklas). V agmatitech tvoří mesosom nepravidelné, obvykle ostrohranné úlomky tmelené leukosomem. Migmatity jsou relativně vzácně pronikány mladšími žilami dvojslídých granitů, jejichž mocnost je 30–50 cm. Celý horninový komplex je porušen mladšími puklinami směru ZSZ–VJV a S–J, přičemž pukliny směru S–J jsou výraznější.

Metodika

Studium chemického složení migmatitů je založené na osmi nově zhotovených analýzách. Stanovení obsahu horninotvorných komponent bylo provedeno klasickými metodami na mokré cestě v laboratoři ÚSMH AV ČR, v. v. i. (analytici P. Hájek, M. Malá, J. Švec). Obsahy vybraných stopových prvků, včetně prvků vzácných zemin, byly stanovené metodou ICP-MS na spektrometru Perkin Elmer Sciex ELAN 6100 v laboratoři Actlabs v Kanadě (analytik D'Anna) (tab. 1). Chemické složení vybraných minerálů (plagioklas, biotit, cordierit) bylo studováno s využitím mikrosondy CAMECA SX-100 na univerzitě v Hannoveru.

Petrografie

Stromatitické migmatity jsou tvořené cordieritem, biotitem, draselným živcem, plagioklasem a křemenem. Sillimanit tvoří vzácně uzavřeniny v cordieritu a muskovit reprezentuje retrogradní metamorfické stadium vývoje studovaných migmatitů. Akcesorické minerály jsou reprezentované zirkonem, apatitem, magnetitem a vzácnými sulfidy (pyrit, chalkopyrit).

Převládající texturní složkou stromatitických migmatitů je mesosom. Na jeho modálním složení se podílí zejména křemen (15–40 mod. %), biotit (20–30 mod. %), plagioklas (20–25 mod. %), cordierit (0–5 mod. %) a sillimanit (0–2 mod. %). Mocnost poloh mesosomu kolísá obvykle v rozmezí 5–30 centimetrů. Biotit lze na základě jeho chemismu klasifikovat jako Mg-siderofylit s hodnotou poměru $Mg/(Mg+Fe)$ 0,38–0,49 a obsahem Al v rozmezí 1,49–1,63 apfu. Pro analyzované biotity je charakteristický vyšší obsah TiO_2 (2,5–4,6 hmot. %). Plagioklas svým složením odpovídá oligoklasu až kyselému andezinu (An_{23-31}). Cordierit je obvykle zcela pinitizovaný a přeměněný na velmi jemnozrnné agregáty muskovitu a chloritu.

	Re-1319	V-5-1	V-5-2	V-8	Re-1550	V-12	V-14	V-5-A
hmot. %								
SiO ₂	59,62	63,17	59,96	57,05	73,51	76,59	74,58	70,88
TiO ₂	0,99	0,86	0,92	1,31	0,03	0,02	0,03	0,48
Al ₂ O ₃	19,63	16,68	18,43	18,82	15,51	13,27	14,75	14,49
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	7,71	6,58	8,30	9,91	0,69	0,45	0,33	3,47
MnO	0,10	0,04	0,07	0,09	0,01	0,00	0,00	0,01
MgO	3,27	2,33	3,13	4,15	0,34	0,10	0,00	1,10
CaO	1,22	2,92	0,95	0,97	1,44	1,50	1,29	1,38
Na ₂ O	1,87	3,68	1,79	1,77	3,10	2,93	3,18	2,66
K ₂ O	3,08	2,26	4,32	3,83	4,21	4,49	5,67	4,53
P ₂ O ₅	0,17	0,36	0,12	0,07	0,15	0,17	0,17	0,13
ztr. žih.	1,84	0,95	1,93	1,91	0,73	0,40	0,36	0,77
Celkem	99,50	99,83	99,92	99,88	99,72	99,92	100,36	99,90

ppm								
Ba	661	200	960	549	1080	1301	1585	1025
Rb	163	133	171	192	97	81	99	131
Sr	141	206	148	119	258	253	277	189
Y	49	52	38	39	7	5	5	20
Zr	244	236	218	292	68	34	28	200
Nb	13	13	14	19	3	1	1	9
Th	19	12	17	18	1	n.d.	n.d.	21
La	62,10	44,69	48,59	58,42	6,98	3,14	3,19	58,63
Ce	127,00	90,49	99,17	117,62	12,10	5,22	5,06	124,10
Pr	14,70	10,89	12,03	13,72	1,38	0,59	0,51	14,77
Nd	55,90	41,00	46,37	49,90	4,88	2,32	1,88	55,41
Sm	11,50	9,11	8,98	9,32	1,16	0,59	0,43	10,65
Eu	1,47	1,44	1,31	1,12	1,47	1,74	1,80	1,49
Gd	10,20	8,76	7,85	8,57	1,17	0,76	0,58	8,12
Tb	1,88	1,45	1,13	1,21	0,20	0,15	0,11	1,09
Dy	10,40	8,17	6,67	6,71	1,14	1,06	0,81	5,00
Ho	1,95	1,76	1,27	1,44	0,22	0,20	0,18	0,77
Er	5,31	4,80	3,41	3,98	0,55	0,57	0,49	1,73
Tm	0,81	0,79	0,58	0,66	0,08	0,09	0,07	0,20
Yb	4,45	5,26	3,60	4,56	0,50	0,59	0,52	1,29
Lu	0,62	0,74	0,58	0,72	0,07	0,09	0,09	0,20

Tab. 1: Chemické analýzy migmatitů z lomu Vanov. Vysvětlivky: Re-1319 – stromatitický migmatit, V-5-1 – mesosom s převahou křemen-plagioklasových poloh, V-5-2 – mesosom s převahou křemen-biotitových poloh, V-8 – stromatitický migmatit, Re-1550 – leukosom, V-12 – leukosom, V-14 – leukosom, V-5-A – homogenní migmatit (diatexit).

Tab. 1: Chemical analyses of migmatites from the Vanov quarry. Explanations: Re-1319 – stromatitic migmatite, V-5-1 – mesosome with predominance of quartz-plagioclase layers, V-5-2 – mesosome with predominance of quartz-biotite layers, V-8 – stromatitic migmatite, Re-1550 – leucosome, V-12 – leucosome, V-14 – leucosome, V-5-A – homogenous migmatite (diatexite).

Ve výrazně usměrněných stromatitických migmatitech lze v rámci mesosomu rozlišit polohy s odlišným minerálním složením. Křemen-biotitové polohy obsahují obvykle 30–40 mod. % křemene, 20–25 mod. % biotitu a 15–20 mod. % plagioklasu. Cordierit je zastoupený nejvýše 5 mod. % a často obsahuje fibrolitické uzavřeniny sillimanitu. Poměr Mg/(Mg+Fe) v analyzovaných cordieritech z křemen-biotitových poloh kolísá v rozmezí 0,58–0,61. Biotit je v některých případech chloritizovaný. Akcesorické minerály jsou zastoupené zirkonem, apatitem, monazitem, magnetitem a pyritem. Cordierit-biotitové polohy jsou obvykle velmi tenké (2–5 cm) a mimo 25–30 mod. % biotitu

obsahují 10–15 mod. % cordieritu, 20–25 mod. % plagioklasu a pouze 5–15 mod. % křemene. Hojně jsou uzavřeniny sillimanitu v cordieritu (1–2 mod. %). Poměr Mg/(Mg+Fe) v cordieritech z cordierit-biotitových poloh je ve srovnání s cordieritem z křemen-biotitových poloh nižší (0,55–0,58). Cordierit je často zcela přeměněný na jemnozrnný agregát chloritu a muskovitu. Akcesorické minerály jsou zastoupené zirkonem, apatitem a magnetitem. Křemen-plagioklasové polohy jsou tvořené křemenem (40–55 mod. %), plagioklasem (25–35 mod. %) a biotitem (10–20 mod. %). Cordierit se v křemen-plagioklasových polohách vyskytuje v množství nepřesahujícím 10 mod. %. Akcesorické minerály jsou zastoupené zirkonem, apatitem a magnetitem.

Leukosom je ve stromatitických migmatitech zastoupený obvykle do 10 cm mocnými polohami nebo nepravidelnými čočkami. Mimo poloh leukosomu, které jsou konkordantní s průběhem foliace stromatitických migmatitů jsou v lomu často pozorovatelné mladší diskordantní polohy, někdy až 50 cm mocné, které reprezentují mladší mobilizáty regionální metamorfózy. Mladší polohy leukosomu jsou obvykle hrubozrnnější a někdy obsahují pegmatitové textury projevující se přítomností až několik cm velikých tabulek biotitu nebo zrnitých agregátů cordieritu. Leukosom obsahuje draselný živec (30–40 mod. %), křemen (25–30 mod. %), plagioklas (20–25 mod. %), cordierit (2–10 mod. %) a biotit (1–5 mod. %). Chemické složení biotitu v leukosomu je podobné jeho složení v mesosomu, hodnota poměru Mg/(Mg+Fe) kolísá v rozmezí 0,38–0,42. Obsah TiO₂ v analyzovaných biotitech je rovněž podobný (3,1–4,3 hmot. %). Plagioklas svým složením odpovídá oligoklasu (An_{21–29}). Některá jeho zrna jsou zonální s okrajovou zónou tvořenou kyselým albitem (An_{1–2}). Akcesorické minerály jsou zastoupené zirkonem, apatitem, monazitem a opakními minerály.

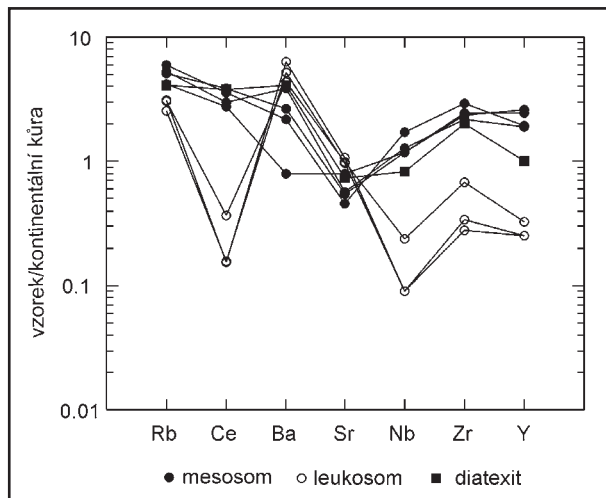
Homogenní migmatity (diatexity), které vykazují téměř všesměrnou texturu tvoří relativně leukokráttní nepravidelné polohy, případně čočky. Svým relativním stářím jsou blízké stáří diskordantních poloh leukosomu. Diatexity obsahují křemen (35–40 mod. %), plagioklas (25–30 mod. %), draselný živec (20–25 mod. %) a biotit (5–10 mod. %).

Složení biotitu v homogenních migmatitech je velmi podobné jeho složení jak v mesosomu, tak leukosomu stromatitických migmatitů. Hodnota poměru Mg/(Mg+Fe) kolísá v rozmezí 0,37–0,42, obsah titanu se pohybuje v rozmezí 3,4–4,5 hmot. % TiO₂. Plagioklas svým složením odpovídá oligoklasu (An_{24–30}). V některých případech se v diatexitech vyskytují nepravidelné tmavší agregáty pinitizovaného cordieritu a křemene. Tyto agregáty zřejmě představují starší restity původních metasedimentů. V okolí cordierit-křemenných agregátů se někdy vyskytují akumulace draselného živce. Akcesorické minerály jsou zastoupené zirkonem, apatitem a opakními minerály.

Geochemie

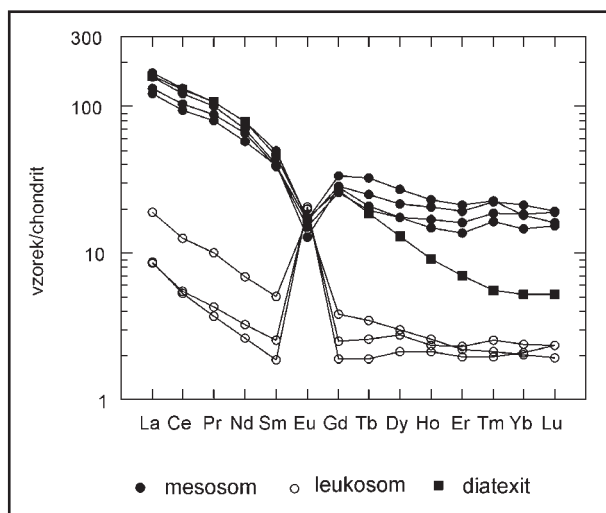
Obsah SiO_2 v mesosomu stromatitických migmatitů se pohybuje v rozmezí 57–63 hmot. %. Obsah TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, MgO a K_2O klesá se stoupajícím obsahem SiO_2 , což dobře odráží klesající obsah biotitu v křemenem bohatších polohách mesosomu. Naopak obsah P_2O_5 se s přibývajícím obsahem SiO_2 zvyšuje. Výrazně vyšší koncentrace SiO_2 jsou charakteristické pro leukosom (74–77 hmot. %), pro něž jsou rovněž typické velmi nízké obsahy TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ a MgO . Na druhé straně jsou pro leukosom charakteristické vyšší koncentrace alkálií, zčásti i CaO , což je v dobrém souladu s přítomností K-živce, případně s vyšším obsahem plagioklasu v některých polohách leukosomu.

Ve srovnání s průměrným obsahem prvků v kontinentální kůře (Taylor – McLennan 1985) je pro mesosom



Obr. 1: Spider diagram migmatitů z lomu Vanov. Normalizace byla provedena obsahy v kontinentální kůře podle Taylora – McLennana (1985).

Fig. 1: Spider plot of migmatites from the Vanov quarry normalized by average continental crust. Normalizing values are from Taylor – McLennan (1985).



Obr. 2: Distribuce prvků vzácných zemin v migmatitech z lomu Vanov. Pro normalizaci obsahem chondritů byla použita data Taylora – McLennana (1985).

Fig. 2: Chondrite-normalized REE pattern for migmatites from the Vanov quarry. Normalizing values are from Taylor – McLennan (1985).

významný vyšší obsah Th a Zr odrážející významný obsah monazitu a zirkonu v této složce studovaných migmatitů (obr. 1). Tyto rozdíly jsou ještě více patrné v distribuci prvků vzácných zemin (obr. 2).

Diskuze a závěr

Studované migmatity představují významný produkt regionální metamorfózy moldanubika. Jejich vznik byl provázen nejméně dvěma etapami parciálního tavení původních metasedimentů. V průběhu první etapy parciálního tavení došlo k oddělení leukosomu od mesosomu a ke vzniku stromatitických migmatitů. Obsah prvků vzácných zemin a dalších stopových prvků (Rb, Ba, Sr, Zr, Y) v mesosomu stromatitických migmatitů je podobný jejich obsahu zjištěnému v migmatitech z okolí Temelína (René 2003). V další etapě regionální metamorfózy došlo k pronikům mladší parciální taveniny napříč metamorfním komplexem. Nízký stupeň parciálního tavení leukosomu lze odvodit ze sníženého obsahu Ce, Zr a Y, kdy pouze část původních akcesorických minerálů podlehla tavení. Tuto skutečnost rovněž dobře odráží distribuce prvků vzácných zemin s výrazně nižšími obsahy těchto prvků v leukosomu. Výrazná pozitivní europiová anomálie v leukosomu souvisí s akumulací živců v průběhu parciálního tavení původních metasedimentů. Poměr $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ v analyzovaných Fe-Mg silikátech (biotit, cordierit) je blízký hodnotám tohoto poměru, uváděným z migmatitů monotónní jednotky v rakouském moldanubiku Linnerem (1996). Vyšší rozptýl hodnot poměru $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ a částečně nižší hodnoty tohoto poměru v obou minerálech zjistila v migmatitech z Bavorského lesa Kalt et al. (1999).

Poděkování

Předložená práce vznikla v rámci výzkumného záměru ÚSMH AV ČR, v. v. i. AV0Z30460519, za finanční podpory projektů MŠMT ČR ME459 a MEB060802. Autor je rovněž zavázaný za řadu cenných připomínek S. Houzarovi a D. Buríánkovi, které přispěly ke zkvalitnění původního rukopisu.

Literatura

- Brown, M. (1973): The definition of metatexis, diatexis and migmatite. – Proc. Geol. Assoc., 84, 371–482. London.
- Cháb, J. – Suk, M. (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. – Knih. Ústř. Úst. geol., 50, 1–156. Praha.
- Kalt, A. – Berger, A. – Blümel, P. (1999): Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan belt, Germany). – J. Petrol., 40, 601–627. Oxford.
- Krupička, J. (1968): The contact zone in the north of the Moldanubian pluton. – Krystalinikum, 6, 7–39. Praha.
- Leichmann, J. – Matula, M. – Broska, I. – Holeczy, D. (2002): Low-degree partial melting of metapelites – another possible implement for selective concentration of uranium: Example from the Rožná uranium deposit, Bohemian Massif. – In: Kříbek, B. – Zeman, J. (eds.) Uranium deposits: From their genesis to their environmental aspects, 75–78. Czech Geological Survey, Praha.
- Linner, M. (1996): Metamorphism and partial melting of paragneisses of the monotonous group, SE Moldanubicum (Austria). – Mineral. Petrol., 58, 215–234. Vienna.
- Matějka, D. (1989): Ke geochemii hornin krystalinika mezi Veselím nad Lužnicí a Vlkovem. – Acta Univ. Carol., Geol., 1989, 503–505. Praha.
- René, M. (2003): Geochemical constraints of origin and evolution of migmatites in the central part of the Moldanubian Zone (Temelín area), Bohemian Massif. – Acta Montana, A, 23, 45–58. Praha.
- Taylor, S. R. – McLennan, S. M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. – Blackwell, pp. 312. Oxford.
- Vrána, S. – Blümel, P. – Petrakakis, K. (1995): Moldanubian Zone, Metamorphic evolution. – In: Dallmeyer, R.D. – Franke, W. – Weber, K. (eds.) Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe, 453–466. Springer Verlag, Berlin.
- Zoubek, V. (1927): O injekčním a kontaktním metamorfismu v okolí Pelhřimova. – Sbor. Stát. geol. úst., odd. geol., 7, 263–414. Praha.

GENEZE KŘEMENNÝCH ŽIL U VELKÉ KRAŠE V SILEZIKU

Origin of quartz veins near Velká Kraš in the Silesicum

Marek Slobodník¹, Antonín Přichystal¹, Rostislav Morávek²

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

² Vlastivědné muzeum v Olomouci, nám. Republiky 5, 771 73 Olomouc

(14–22 Jeseník)

Key words: Silesicum, quartz, fluid inclusions, oxygen isotopes

Abstract

Fluid inclusions from the vein quartz near Velká Kraš have been investigated. Inclusions with two immiscible liquids, aqueous (L1) and carbonic (L2) one, have been found so far. Most of inclusions have a stable ratio of both liquids ($L2/L1 = 0.1$). Based on petrographic observation we could state that fluids might be trapped close to the one phase and two phase boundary of the H_2O -NaCl- CO_2 system. The two cogenetic fluid inclusions, with immiscible CO_2 -rich and H_2O -rich fluid phases, have been used for an estimation of the p - T conditions. The temperature 320 °C and pressure 2 050 bars could be a lower limit for the precipitation of the quartz. The salinity of the aqueous solution is 4.5 mass. % NaCl eq. The trapped fluids show a nature of the pegmatite post-magmatic solutions.

Úvod

Výskyt křemene u Velké Kraše je známý již dlouho, největší křemenná žíla na kótě Hahnwald (382 m n. m.) se nachází mezi Velkou Kraší a Kobylou. Dnes jsou stále ještě patrné rozsáhlé pozůstatky těžby z 19. a 20. st., ale historie dobývání křemene na této lokalitě je však mnohem starší. První zmínky pochází z roku 1509 v souvislosti se sklárnou v Kobylí. Těžba byla zastavena po roce 1566. Rozsáhlý průzkum včetně dvou šachet a šesti štol o celkové délce 347 m byl proveden v letech 1954–1955. V okolí se prováděl i novodobý průzkum i na lokalitách u Žulové, Skorošic a na dalších místech, která byla zkoumána v rámci samostatných vyhledávacích akcí na křemenné suroviny. Tyto probíhaly mezi lety 1960 a 1970 (Mališ – Pavlík 1974).

V literatuře býval výskyt uváděn jako křemenná žíla, i když první domněnky o jiné genezi byly vysloveny např. Staňkem – Kaláškem (1953).

Metodika

Za účelem poznání mateřských fluid a interpretace geneze křemene byly studovány primární a pseudosekundární fluidní inkluze v růstových zónách, krátkých řadách, skupinách a v izolovaných pozicích v masivním křemenu (spíše starší části žíly). Studium inkluzí bylo provedeno na zahřívací a chladicí komoře Linkam THMSG600 (na mikroskopu Nikon) v laboratoři na ÚGV PřF MU v Brně. Na kalibraci přístroje byly použity syntetické fluidní inkluze, přesnost měření se pohybovala v rozmezí 0,1 až 1,0 °C a podle kalibrace byly pak výsledky přepočteny. Na fluidních inkluzích byly měřeny následující parametry: teplota homogenizace inkluzí s dominantními vodnými fluidy (T_h), teplota celkové homogenizace v přítomnosti vodných roztoků a CO_2 ($T_{h,tot}$), teplota tání ledu (T_m^{ice}), eutektická teplota (T_e), teplota homogenizace CO_2 ($T_h^{CO_2}$), teplota tání CO_2 ($T_m^{CO_2}$), teplota tání klatrátů (T_m^{clath}).

Salinita vodných roztoků byla počítána a aproximována podle Bodnara (1993). V ostatních případech byly salinita a dále izochora pro vodná fluida a CO_2 , hustoty fluid a složek počítány v programech FLUIDS 1 (ICE, ISOC, BULK) (Bakker 2003).

Ze vzorků křemene byly provedeny izotopické analýzy. Vzorky pro analýzu stabilních izotopů kyslíku byly připraveny podrcením nejméně 3 mg materiálu. Izotopické analýzy kyslíku byly provedeny na Univerzitě v Loussane podle metodiky podrobně popsané Kasemannem et al. (2001). Po rozkladu vzorku (fluorinace, CO_2 laser, konverze s KCl) je kyslík koncentrován na molekulárním sítu a analyzován na hmotovém spektrometru Finnigan MAT 253. Izotopická data jsou vyjádřena v promile (‰) odchylky od standardu V-SMOW. Přesnost analýz byla pro kyslík běžně lepší než 0,1‰.

Geologická charakteristika lokality

Lokalita byla v minulosti známé ložisko křemene. Leží asi 2,5 km na J od obce Velká Kraš, ssv. od Žulové, na severním okraji lesní čtvrti Bažantnice. Z geologického hlediska se nachází v granitech žulovského masivu. Naleziště je proslulé z minulosti výskyty velkých krystalů křišťálu dosahujících délky až 1 m, běžně od 10 do 50 cm (Kruša 1973). Dnes křemenná žilovina vystupuje v umělých rýhách a stěnách, křemen je spíše masivní, jen místy jsou vyvinuté krystaly až křišťálového charakteru. Velmi čisté křišťály jsou vzácné. S křemenem se vyskytují menší skupiny šupin muskovitu a na okraji žil živce. Staněk – Kalášek (1953) definovali žílu jako pegmatit s extrémně vyvinutou křemennou zónou. Žíla má směr SZ–JV. Duktální deformace křemene se projevuje undulózním zhášením. Deformace je identifikovatelná i makroskopicky, když v křemenu jsou zřetelné paralelní smouhy (traily), tvořené řadami fluidních inkluzí (pseudosekundární inkluze)

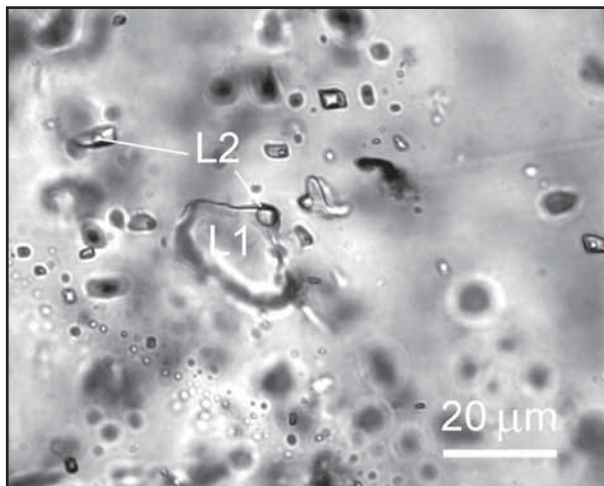


Obr. 1: Kontakt žilného křemene (qtz) s okolní alterovanou horninou (γ – granit) v povrchových dobývkách u Velké Kraše.
Fig. 1: Contact zone of vein of quartz and altered rock (γ – granite) at abandoned mining pits near Velká Kraš.

svědčící o jeho deformaci. Granitoidní horniny v okolí žil jsou alterované (obr. 1).

Studium fluidních inkluzí

V krystalech křemene je velké množství pseudosekundárních inkluzí menších rozměrů nejčastěji mezi 2 a 13 μm , které jsou často uspořádány do kratších nebo delších trailů. Podle přítomnosti fází v inkluzích při laboratorní teplotě můžeme definovat dva typy



Obr. 2: Rozložení inkluzí v křemenu s rozlišitelnými nemísitelnými fázemi: L1 – vodný roztok, L2 – kapalné CO_2 . Velká Kraš.
Fig. 2: Space pattern of fluid inclusions in quartz with distinguishable non-miscible phases: L1 – aqueous solution, L2 – liquid CO_2 . Velká Kraš.

inkluzí: a) nejběžnější dvoufázové inkluze (obr. 2) se dvěma nemísitelnými kapalinami, a to vodným roztokem a kapalným CO_2 (L1+L2), b) vzácné jednofázové inkluze pouze s kapalnou fází CO_2 (typ L, $n = 1$, $T_h \text{CO}_2 = +5,4^\circ\text{C}$, $T_m \text{CO}_2 = -56,9^\circ\text{C}$). Poměr fáze CO_2 a kapalně vodné fáze je v řadě inkluzí typu L1+L2 velmi blízký a odhad jejich běžného poměru je asi $L2/L1 = 0,1$. Přibližně u 15% inkluzí je tento poměr vyšší až ca 0,7. Vzájemný poměr inkluzí se stabilním poměrem fází a inkluzí s vyšším, proměnlivým,

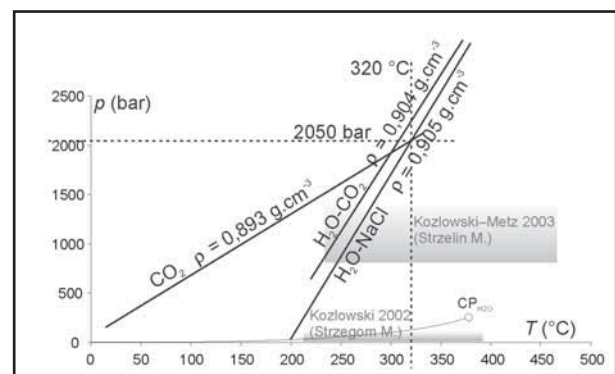
není zřetelný, ani jejich relativní stáří není definovatelné. Množství CO_2 se v průměru pohybuje okolo hodnoty $X_{\text{CO}_2} = 0,063$ a hustota homogenizované fáze CO_2 nabývá hodnot okolo $0,87 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (počítáno z $T_h \text{CO}_2$). Totální homogenizace inkluzí se pohybuje v rozsahu 198 až 340°C ($n = 7$, tab. 1). Kromě poměrně čisté fáze CO_2 , což je patrné z $T_m \text{CO}_2$ mezi $-57,1$ až $-56,6^\circ\text{C}$, je přítomen vodný roztok s nízkou salinitou okolo 4,5 hmot. % ekv. NaCl. Eutektické teploty vodného roztoku okolo -21°C ukazují, že NaCl je ve vodním roztoku dominantní chlorid (Davis et al. 1990). Na základě těchto dat je možné uzavřený fluidní systém označit jako typ $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$.

	$T_h \text{CO}_2$	$T_h/T_{h \text{ tot}}$	$T_m \text{CO}_2$	$T_m \text{ice}$	$T_m \text{clat}$
n	29	7	16	15	21
maximum	22,5	340	-56,6	-4,5	9,2
minimum	-0,5	198	-57,0	-10,1	6,3
průměr	9,2	243	-56,7	-7,2	8,0
medián	6,1	220	-56,7	-6,7	7,6

Tab. 1: Mikrotermometrická data z inkluzí typu L1+L2 v křemenu z Velké Kraše

Tab. 1: Microthermometric data from inclusions of L1+L2 type in quartz, Velká Kraš.

Vzhledem k tomu, že většina inkluzí má poměrně stabilní poměr fáze CO_2 a vodného roztoku, je možné uvažovat o uzavření homogenního fluida. Méně časté inkluze s variabilním poměrem fází můžeme spekulativně definovat jako zachycení již heterogenního fluida postupně chladnoucího systému. Pro odhad p - T podmínek vzniku křemene může být využito dvou rozdílných inkluzí patřících do zmíněných typů, a které se v křemenu objevily vedle sebe a mohly by reprezentovat kogenetické inkluze. První obsahuje čisté CO_2 a druhá inkluze je bohatá na vodnou fázi s velmi malým množstvím CO_2 a tudíž se její chemický systém blíží složení $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Navíc tento druhý typ vykazuje nejnižší T_h . Pro tyto inkluze byly sestrojeny izochory (obr. 3), jejichž protínání ukazuje podmínky zachycení



Obr. 3: Určení p - T podmínek uzavření heterogenního fluidního systému s použitím izochor pro systém CO_2 a $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ a $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ adaptované z inkluzí v žilném křemenu z Velké Kraše. Dále jsou vyznačeny p - T podmínky v pegmatitech strzegomského (jen T) a strzelinského (p - T) masivu.

Fig. 3: Determination of p - T trapping conditions for heterogeneous fluid system using isochors for CO_2 and $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ systems derived from inclusions in vein quartz from Velká Kraš. The p - T conditions in pegmatites of the Strzegom and Strzelin massifs are indicated.

heterogenního systému, který obě inkluze reprezentují, tedy $T = 320\text{ °C}$, $p = 2050\text{ bar}$.

Další izochora reprezentuje čistý homogenní systém $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Pro její konstrukci byl použit model Duan – Sun (2003) a s mediánovými parametry studovaných fluid pro $T_{\text{h}}^{\text{tot}} = 220\text{ °C}$ a $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,937$ a $X_{\text{CO}_2} = 0,063$. Na obr. 3 je zřejmé, že tato izochora probíhá v blízkosti protínání i ostatních izochor. Z této jisté podobnosti můžeme sestavit modelové složení původního homogenního fluida: $X_{\text{CO}_2} = 0,063$, $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,911$, $X_{\text{NaCl}} = 0,026$.

Výsledky studia izotopů kyslíku z křemene

Analýza izotopického složení křemene poskytla hodnotu $\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}} = +9,4\text{ ‰}$ V-SMOW, která byla společně s teplotou 320 °C použita pro řešení frakcionační rovnice (Zheng 1993). Výsledek $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +2,3\text{ ‰}$ V-SMOW reprezentuje izotopické složení kyslíku mateřských fluid.

Diskuze

Složení fluid v inkluzích v křemenu z Velké Kraše se velice blíží hodnotám pro nejbližší podobné mineralizace postmagmatického stadia ve strzelinském žulovém masivu i v masivu Strzegom v Polsku. Křemeny v pegmatitech ve strzegomském masivu krystalovaly za minimálních teplot 200 °C (T_{h} jsou v rozsahu až do ca 380 °C) z vodných fluid s NaCl (Kozłowski 2002). V krátkém článku však chybí zmínka o salinitě nebo o přítomnosti CO_2 , což ale bývají typické složky těchto systémů.

Kozłowski–Metz (2003) provedli ve strzelinském masivu řadu mikrotermometrických měření a studií avšak bez podrobnější genetické klasifikace zkoumaného materiálu. Soubor minerálů označují jako post-magmatickou asociaci. Křemeny z prvních etap by měly vznikat mezi teplotami 230 a 460 °C , za tlaků $0,8$ – $1,4\text{ kbar}$, z nízkosalinních roztoků (do 7 hmot. \% NaCl), které obsahují i CO_2 . Pro pozdější etapy uvádějí pokles teplot až na 120 °C současně se zvýšením salinity fluid až na 18 hmot. \% NaCl s významným podílem CaCl_2 . Tento poslední typ fluid je však typický pro mnohem mladší epigenetické mineralizace nesouvisející s doznívající magmatickou aktivitou, ale spjaté s aktivitou transformovaných sedimentárních solanek po paleozoiku (např. Slobodník at al. 1999, Kučera et al. 2010). Z doposud získaných informací a z toho odvozených teplotních podmínek pro křemen ve Velké Kraši se tyto řadí ke středním hodnotám v teplotním rozsahu uváděném pro pegmatity v Polsku.

Pro účely předběžné interpretace a konfrontace zjištěných vlastností fluid z Velké Kraše je možné uvést zajímavé podmínky zjištěné v pegmatitech Harney Peak Granite v Black Hills v Jižní Dakotě (Sirbescu – Nabelek 2003). Fluida typu $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -NaCl měla podobné vlastnosti a obsah CO_2 , podobnou hustotu a prakticky stejnou salinitu vodné složky jako námi studovaný fluidní systém v křemenech z Velké Kraše. Tlakové a teplotní podmínky uzavření tohoto typu fluid v inkluzích z pegmatitů v Harney Peak Granite byly identické s podmínkami homogenizace, v průměru 340 °C a $2,7\text{ kbar}$. Dále však byla prokázána koexistence s taveninovými inkluzemi uzavírajícími velmi komplexní fluidní systém s Li a celou řadou dalších kom-

ponent, které umožnily krystalizaci pegmatitu za nejnižších známých podmínek pro silikátovou taveninu v kůře. Přesto, že je zde jistá blízkost p - T podmínek i podobnosti ve složení fluid, k podrobnější konfrontaci těchto pegmatitových fluid se studovanými žilami z oblasti žulovského nebo strzelinského masivu máme zatím málo informací.

Poznatky o vývoji fluid z dalších pegmatitů v Českém masivu chybí. Výjimkou je velmi podrobná práce z poslední doby o vývoji magmatických pegmatitových fluid a postmagmatických roztoků ve Vlastějovicích (Ackerman et al. 2007). Autoři konstatují pokles obsahu CO_2 směrem do postmagmatických fluid na hodnoty okolo 4 mol \% CO_2 a postupný nárůst salinity ze 2 na 4 – 6 mol \% NaCl . Nejnižší hodnoty tlaku a teploty pegmatitových procesů uvádějí na úrovni 310 MPa a 420 °C .

Se znalostí těchto publikovaných dat o vývoji fluidních systémů a se současnými znalostmi o složení, salinitě fluid a p - T podmínkách studovaného systému, můžeme zatím jen spekulovat o krystalizaci žil u Velké Kraše v rámci mladších mineralizačních etap postmagmatického vývoje žulovského masivu.

Závěr

Složení a vlastnosti fluid v inkluzích ze žil u Velké Kraše můžeme jednoznačně srovnávat s typy fluid, které jsou běžné v pegmatitech. Vodná fluida s nízkou salinitou a malým množstvím CO_2 byla zachycena za podmínek 320 °C a tlaku 2050 bar , které by mohly být považovány za nejnižší možné pro vznik studovaných žil.

Pro bližší znalost p - T - x podmínek vzniku a vývoje křemenných žil je třeba další studium fluidních inkluzí a minerálních fází, stejně jako upřesnění vývoje během krystalizace matečného granitového magmatu.

Poděkování

Výzkum byl uskutečněn díky finanční podpoře z MSM0021622427 a MSM0021622412.

Literatura

- Ackerman, L. – Zachariáš, J. – Pudilová, M. (2007): P–T and fluid evolution of barren and lithium pegmatites from Vlastějovice, Bohemian Massif, Czech Republic. – *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.)*, 96, 623–638.
- Bakker, R. J. (2003): Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. – *Chemical Geology*, 194, 3–23.
- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683–684.
- 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. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 591–601.
- Duan, Z. – Sun, R. (2003): An improved model calculating CO₂ solubility in pure water and aqueous NaCl solutions from 273 to 533 K and from 0 to 2000 bar. – *Chemical Geology*, 193, 257–271.
- Kasemann, S. – Meixner, A. – Rocholl, A. – Vennemann, T. – Schmitt, A. – Wiedenbeck, M. (2001): Boron and oxygen isotope composition of certified reference materials NIST SRM 610/612, and reference materials JB-2G and JR-2G. – *Geostandards Newsletter*, V. 25, 405–416.
- Kozłowski, A. (2002): Crush events in granitoid pegmatites as recorded by quartz crystals. – *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, Mineralogical Society of Poland – Special Papers, Zeszyt 20 (Vol. 20)*, 117–119.
- Kozłowski, A. – Metz, P. (2003): Post-magmatic mineralisation in the granitoids of the Strzelin Massif, SW Poland – a fluid inclusion study. – *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, Mineralogical Society of Poland – Special Papers, Zeszyt 23 (Vol. 23)*, 102–104.
- Kruťa, T. (1973): Slezské nerosty a jejich literatura. – *MM Brno*. 378 str.
- Kučera, J. – Muechez, Ph. – Slobodník, M. – Prochaska, W. (2010): Geochemistry of highly saline fluids in the Moravo-Silesian Palaeozoic siliciclastic sequences: genetic implications. – *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.)*, 99, 269–284.
- Mališ, E. – Pavlík, J. (1974): Prospekce křemene pro čiré křemenné sklo na severní Moravě a v Orlických horách. – *Sborník GPO*, 6, 129–137. Ostrava.
- Sirbescu, M. L. C. – Nabelek, P. I. (2003): Crystallization conditions and evolution of magmatic fluids in the Harney Peak Granite and associated pegmatites, Black Hills, South Dakota—Evidence from fluid inclusions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, 13, 2443–2465.
- Slobodník, M. – Muechez, Ph. – Dolníček, Z. – Žák, L. (1999): Regional occurrence of saline, mineralising fluids at the eastern border of the Bohemian Massif. – In: *Mineral Deposits: Processes to Processing* (ed. C. J. Stanley) A. A. Balkema, Rotterdam, 901–904.
- Staněk, J. – Kaláček, J. (1953): O výskytech molybdenitu v žulovském plutonu. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 28, 271–277. Praha.
- Zheng, Y. F. (1993): Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 1079–1091.

APLIKOVANÁ GEOLOGIE

APPLIED GEOLOGY

GEOCHEMIE DNOVÝCH SEDIMENTŮ MRTVÉHO RAMENE ČERTÁK: KONTAMINACE TĚŽKÝMI KOVY

Geochemistry of the bottom sediments in oxbow lake Čerták: contamination by heavy metals

Pavla Filipská, Josef Zeman, Ondřej Bábek

Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 162595@mail.muni.cz

(25–33 Uherské Hradiště)

Key words: bottom sediment, oxbow lake, heavy metal, contamination

Abstract

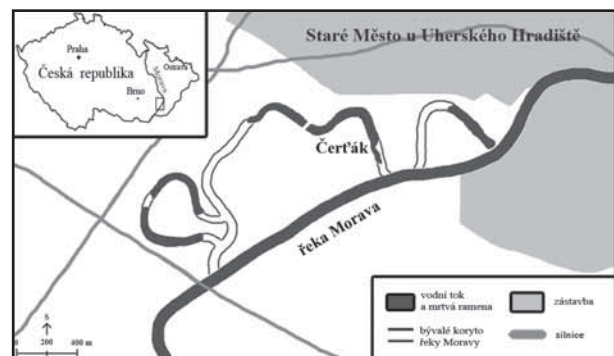
The objective of this study was to evaluate geochemistry of bottom sediments in oxbow lake Čerták and their potential to bind heavy metals. The bottom sediments show the ability to accumulate large amount of heavy metals from water. Based on the fact, they can be potential sources of pollution. Oxidation of these sediments could lead to a mobilization of the metals into aqueous environment.

Úvod

V posledních letech je kontaminaci životního prostředí věnována značná pozornost. Mezi hlavními polutanty, které mohou mít negativní dopad na prostředí, patří těžké kovy. Nejčastějšími objekty výzkumu v souvislosti se znečištěním kovy se stávají sedimenty řek a vodních rezervoárů. Říční toky fungují jako transportní médium těžkých kovů. Více než 90 % zátěže v podobě těžkých kovů ve vodních systémech je vázáno na plaveniny a dnové sedimenty (Calmano et al. 1993). V prostředí mrtvých ramen řek se plaveniny usazují a vytvářejí dnové sedimenty. Ty se zde mohou hromadit a vytvářet několik desítek let starý záznam sedimentace, který odráží stupeň kontaminace nesený řekou v minulosti (Kopp – Kliment 1997). Na druhé straně, sedimenty mrtvých ramen představují potenciální zdroje kontaminace. Při prudkých změnách hydrodynamických podmínek (během rozsáhlých povodňových událostí) mohou být tyto sedimenty erodovány do hloubky několika decimetrů. To následně vede k přenosu znečištěných sedimentů do hlavního toku, kde dojde k oxidaci a obecnému zvýšení mobility a toxicity těžkých kovů, které v nich byly vázány (Baborowski et al. 2007, Haag et al. 2001). Prudké zvýšení Eh má za následek oxidační rozklad sulfidů a organické hmoty, čímž dojde k uvolnění kovů v nich vázaných (Calmano et al. 1993).

Místo studia

Mrtvé rameno řeky Moravy Čerták se nachází ve v. části České republiky na katastrálním území obce Staré Město u Uherského Hradiště (obr. 1). Je situováno na pravém břehu řeky, kde vzniklo odtržením od hlavního toku v průběhu regulačních prací, které proběhly ve 20. a 30. letech 20. století (Bezďečka et al. 2000). Mrtvé rameno Čerták je spojeno s řekou Moravou pomocí umělého asi 70 cm širokého kanálu, který prochází ochrannou



Obr. 1: Schematická mapa mrtvého ramene Čerták a okolí.

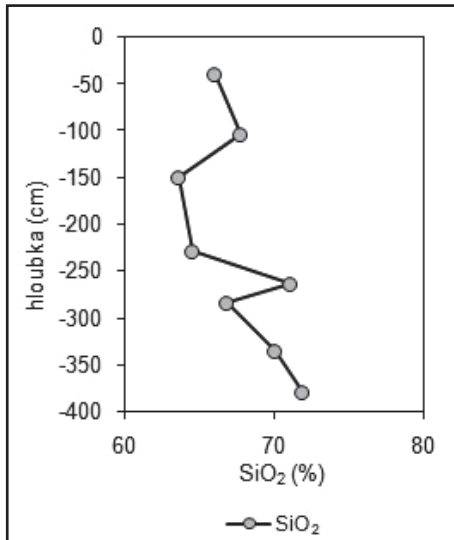
Fig. 1: Schematic map of oxbow lake Čerták and its surroundings.

hrází. Propojení s aktivním tokem umožňuje pohyb vody a současně i plavenin do mrtvého ramene Čerták. Cílem práce bylo vyhodnotit geochemii dnových sedimentů, jejich kontaminaci těžkými kovy a posoudit, zda mohou představovat potenciální zdroj znečištění.

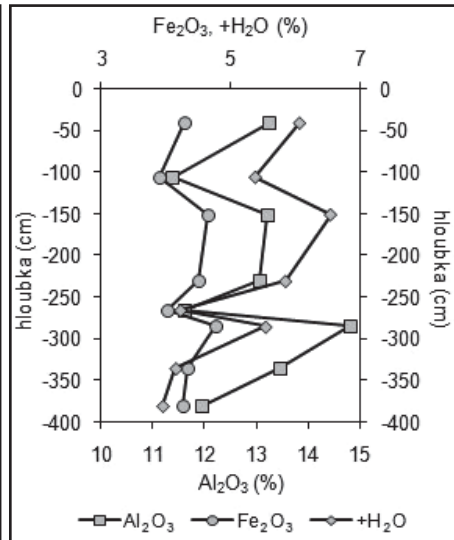
Metodika

Vzorky dnových sedimentů mrtvého ramene Čerták byly odebrány na břehu j. okraje sondami, které byly hloubené pomocí vibračního kladiva do hloubky 4 m. K získání těchto vzorků byla použita perkusní vrtná sada Eijkelkamp. Sedimentární jádra byla popsána, zabalena do průsvitných fólií a poté transportována do laboratoře.

Při laboratorním zpracování byly sedimenty homogenizovány, vysušeny a síťovány na frakci < 2 mm. Tato frakce byla mleta v achátovém mlýnku a následně kvartací zmenšena na požadovanou hmotnost. Takto připravený vzorek byl analyzován na obsahy těžkých kovů a silikátovou matici. Stanovení obsahu těžkých kovů ve vzorcích sedimentů (As, Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sb, V, Zn) bylo provedeno po celkovém rozkladu vzorku



Obr. 2: Koncentrace SiO₂ v závislosti na hloubce sedimentárního profilu.
Fig. 2: Concentration of SiO₂ in dependence on depth of sedimentary profile.



Obr. 3: Koncentrace Al₂O₃, Fe₂O₃ a +H₂O v závislosti na hloubce sedimentárního profilu.
Fig. 3: Concentration of Al₂O₃, Fe₂O₃ a +H₂O in dependence on depth of sedimentary profile.

mentárního profilu různě kolísá. Relativní obsah SiO₂ ukazuje na zastoupení křemene. Trend v zastoupení křemene je inverzní vůči složkám Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, +H₂O (obr. 2 a 3), které reprezentují především jílové minerály, hydroxidy a oxo-hydroxidy. To ukazuje, že místa s vyšším obsahem křemenné hmoty jsou ochuzena o jílové minerály.

Další skupinou složek, jejichž zastoupení je směrem do hloubky vzájemně podobné, jsou S, CaO, CO₂, TIC a TOC (obr. 4). Složka S představuje obsah sulfidů. CO₂ a TIC odpovídají zastoupení anorganického uhlíku, nacházejícího se převážně

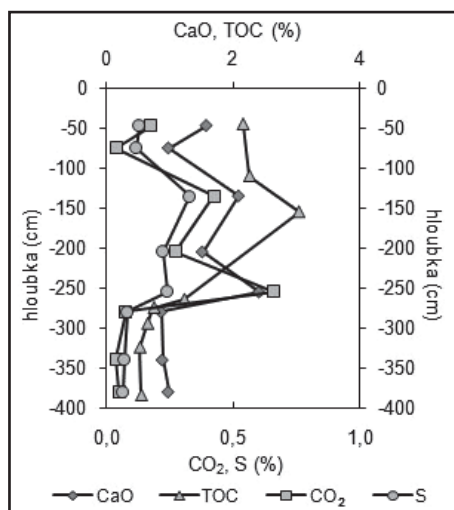
směsí kyseliny fluorovodíkové a chloristé (ISO 14869-1). Pro následné stanovení obsahu těžkých kovů byla použita metoda ICP-MS (Agilent 7500cs). Celková koncentrace rtuti byla analyzována metodou tepelné oxidace za využití detektoru AMA-254 (Altec). Pro analýzy silikátové matrice byly vzorky sedimentů taveny směsí lithium tetraborátu a metaborátu (Spectromelt A12) a rozpuštěny ve zředěné kyselině dusičné. Oxidy silikátové matrice (Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, K₂O, Li₂O, MgO, MnO, Na₂O, P₂O₅, SO₃, SiO₂ a TiO₂) byly stanoveny metodou ICP-OES (Jobin-Yvon 170 Ultrace). Síra v podobě SO₃ byla přepočítána na obsah sulfidické síry S, protože dnové sedimenty Čertáku jsou černě páskované, což odpovídá přítomnosti redukčních podmínek. Množství karbonátů (CO₂) bylo určeno manometrickou metodou. Pro stanovení chemicky vázané vody (+H₂O) byla použita gravimetrická metoda. Vzorky sedimentů, které byly analyzovány na celkový obsah organického a anorganického uhlíku (TOC a TIC) byly homogenizovány a krátce vysušeny. Elementární analýza organického a minerálního uhlíku v hornině byla provedena na přístroji Eltra.

Výsledky

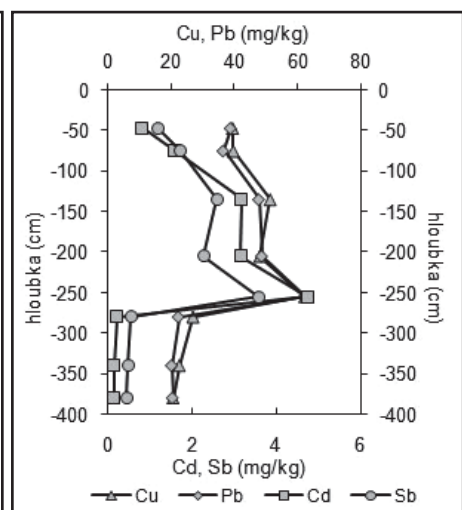
Podle výsledků silikátové analýzy dnových sedimentů je jejich základní hmota dominantně tvořena složkou SiO₂. Z dalších stanovených oxidů jsou významně zastoupeny Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO a MgO. Množství SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO a +H₂O směrem do hloubky sedi-

v podobě karbonátových minerálů. V důsledku dominantního zastoupení vápníku v karbonátech má podobný trend i CaO. TOC odpovídá zastoupení organických látek. V nejnižších položených sedimentárních vrstvách je množství těchto složek malé. Směrem k povrchu jejich koncentrace rostou. Ostatní oxidy nejeví v rámci sedimentárního profilu žádné trendy nebo je jejich zastoupení nevýznamné.

Sledované těžké kovy lze rozdělit do dvou skupin podle jejich distribuce napříč sedimentárním profilem. První skupina zahrnuje As, Cd, Cr, Cu, Hg, Pb, Sb a Zn. Vývoj koncentrací těchto kovů, případně polokovů, je vzájemně velmi podobný. Nejnižší obsahy byly zjištěny ve spodní části profilu. Ve vyšší části profilu jejich množství roste. Jejich nejvyšší koncentrace odpovídají hloubkám, ve kterých byly zjištěny nejvyšší koncentrace S, CaO, CO₂, TIC a TOC (obr. 4 a 5). Druhá skupina těžkých kovů se



Obr. 4: Koncentrace CaO, TOC, CO₂ a S v závislosti na hloubce sedimentárního profilu.
Fig. 4: Concentration of CaO, TOC, CO₂, S in dependence on depth of sedimentary profile.



Obr. 5: Koncentrace Cu, Pb, Cd a Sb v závislosti na hloubce sedimentárního profilu.
Fig. 5: Concentration of Cu, Pb, Cd, Sb in dependence on depth of sedimentary profile.

vzájemně podobným vývojem napříč sedimentárním profilem zahrnuje Co, Ni a V. Koncentrace těchto kovů s hloubkou různě kolísají a odpovídají vývoji v zastoupení Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , $+\text{H}_2\text{O}$.

Diskuze

Na základě výsledků chemických analýz sedimentů, lze studovaný sedimentární profil rozdělit na dvě základní vrstvy, které představují dvě různé etapy vývoje. Hranice mezi nimi odpovídá hloubce zhruba 270 cm. Sedimenty těchto dvou vrstev se liší zastoupením jednotlivých složek.

Chemické složení vrstev se výrazně liší obsahem sulfidů, karbonátů a organických látek. Ve spodní vrstvě bylo zjištěno mnohem nižší množství S, CaO, CO_2 , TIC a TOC (obr. 4). Ve svrchní vrstvě jejich koncentrace nápadně rostou. Rozložení koncentrací výše jmenovaných složek směrem do hloubky odpovídá vývoji koncentrací většiny sledovaných těžkých kovů, případně polokovů (As, Cd, Cr, Cu, Hg, Pb, Sb, Zn) (obr. 5). Tyto výsledky ukazují, že dominantní podíl těžkých kovů bude vázán v sulfidech a karbonátech, případně může tvořit komplexy s organickou hmotou. Uvedený předpoklad byl také podpořen výsledky geochemického modelování, provedeného pro složení a podmínky jednotlivých vzorků.

Na druhé straně, množství SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO a $+\text{H}_2\text{O}$ se v sedimentech spodní a svrchní vrstvy výrazně neliší (obr. 2 a 3). Rozložení koncentrací Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO a $+\text{H}_2\text{O}$ směrem do hloubky odpovídá V, Ni a Co. Proto je možné, že tyto kovy jsou v sedimentech dominantně vázány prostřednictvím sorpce na povrch jílových minerálů, případně oxohydroxidů trojmocného železa a čtyřmocného manganu, které v přírodních sedimentech působí jako hlavní sorbenty těžkých kovů.

Odlíšné složení svrchní a spodní vrstvy je způsobeno rozdílným typem sedimentačního prostředí, ve kterém se vrstvy ukládaly. Spodní část sedimentárního profilu představuje sedimentaci v rámci aktivního koryta řeky Moravy, zatímco sedimenty svrchní vrstvy byly ukládány v rámci depozičního prostředí mrtvého ramene Čerták. Tento závěr odpovídá výsledkům práce Bábka et al. (2008). Sedimenty mrtvého ramene obsahují více organického detritu, který svým rozkladem snižuje hodnotu oxidačně-redukčního potenciálu k anoxickým až redukčním podmínkám. V těchto podmínkách se těžké kovy srážejí a akumulují v sedimentech převážně v podobě sulfidů, ve kterých jsou pevně vázány. Část těžkých kovů může tvořit komplexy s organickou hmotou. Stejně závěry uvádějí Calmano et al. (1993), Clark et al. (1998) a Whiteley – Pearce (2003). Pravděpodobně proto svrchní sedimentární vrstva, která byla ukládána v rámci mrtvého ramene, obsahuje vyšší koncentrace těžkých kovů.

Závěr

Tyto výsledky potvrzují, že se těžké kovy mohou v mrtvých ramenech či lagunách řek akumulovat ve větší míře než v sedimentech aktivních říčních toků a mohou představovat potenciální riziko znečištění vodního prostředí. V případě oxidace dnových sedimentů dochází k rozkladu sulfidů, organické hmoty a desorpce a těžké kovy v nich vázané se mohou uvolnit do vodního prostředí. K těmto procesům dochází zejména v průběhu eroze sedimentů během povodní nebo při prohrabávání či vybagrování sedimentů na povrch, kde jsou vystaveny oxidačním podmínkám.

Poděkování

Studium bylo podporováno výzkumným záměrem MSM0021622412.

Literatura

- Baborowski, M. – Bittner, O. – Morgenstern, P. – Krüger, F. – Lobe, I. – Rupp, H. – Tümpling, W. (2007): Spatial and temporal variability of sediment deposition on artificial-lawn traps in a floodplain of the River Elbe. – *Environmental Pollution*, 148, 3, 770–778.
- Bábek, O. – Hilscherová, K. – Nehyba, S. – Zeman, J. – Faměra, M. – Franců, J. – Holoubek, I. – Machát, J. – Klánová, J. (2008): Contamination history of suspended river sediments accumulated in oxbow lakes over the last 25 years. – *Journal of Soils and Sediments*, 8, 3, 165–176.
- Bezděčka, P. – Čoupek, J. – Galuška, L. – Pojsl, M. – Tarcalová, L. (2000): Staré město v proměnách staletí. 1–412, Město Staré Město. Staré Město u Uherského Hradiště.
- Calmano, W. – Hong, J. – Förstner, U. (1993): Binding and mobilization of heavy metals in contaminated sediments affected by pH and redox potential. – *Water Science and Technology*, 28, 8–9, 223–235.
- Clark, M. W. – McConchie, D. – Lewis, D. W. – Saenger, P. (1998): Redox stratification and heavy metal partitioning in *Avicennia*-dominated Langrova sediments: a geochemical model. – *Chemical Geology*, 149, 147–171.
- Haag, I. – Kern, U. – Westrich, B. (2001): Erosion investigation and sediment quality measurements for a comprehensive risk assessment of contaminated aquatic sediments. – *The Science of the Total Environment*, 266, 1–3, 249–257.
- Kopp, J. – Kliment, Z. (1997): Hodnocení plaveninového režimu na zdrojnicích Berounky. – *Sborník ČGS*, 102, 2, 130–138. Praha.
- Whiteley, J. D. – Pearce, N. J. G. (2003): Metal distribution during diagenesis in the contaminated sediments of Dulas Bay, Anglesey, N. Wales, UK. – *Applied Geochemistry* 18, 901–913.

VLIV PODZEMNÍCH VOD NA TVORBU EFLORESCENTŮ V MINORITSKÉM KLÁŠTEŘE VE ZNOJMĚ

Influence of underground waters on making efflorescences in the Minorites monastery in Znojmo

Miroslava Gregerová, Ludmila Kurdiková

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

(34-11 Znojmo)

Key words: *Minorite monastery, degradation, salination, efflorescence*

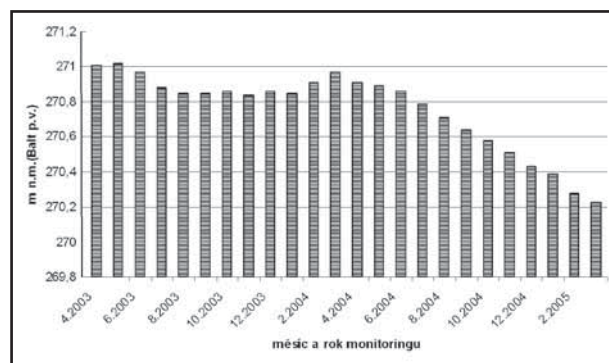
Abstract

The paper contains summary of causes and impacts of degradation factors of building stone in the historical building. Efflorescences assemblage has been determined and on its basis a chemical degradation of studied materials has been considered. Underground water takes a share significantly in degradation processes of Minorite monastery structural elements, namely first of all of its cellar. Efflorescences monitoring are illustrate salination of masonry. Identified water-soluble salts are - sulphates, nitrates and carbonates form mineral paragenesis of efflorescence. A number of them have hygroscopic characteristics which influence whole moistening of building materials. Nitrates presence in basement masonry indicates anthropogenic pollution of Jesuit underground water system which rises from the building footwall into its masonry.

Úvod

Minoritský klášter spolu se znojemským hradem a zbytky dochovaných částí opevnění patří mezi nejvýznamnější národní kulturní památky ve Znojmě. Existence kláštera je datována od první poloviny 13. století a od roku 1949 je sídlem Jihomoravského muzea ve Znojmě. V objektu byla provedena celá řada stavebních zásahů, které postihly i historické stavební fáze. Analytické práce byly orientovány na identifikaci stavebních kamenů, určení jejich provenience a podchycení příčin a následků degradace.

Hlavním degradačním faktorem stavebních kamenů Minoritského kláštera ve Znojmě je voda. Zvodněné systémy a jejich vlastnosti jsou doloženy na obr. 1.



Obr. 1: Trend vývoje hladiny podzemní vody v monitorovacím objektu XI, během roku 2004 – studna na nádvoří Minoritského kláštera (Fürych et al. 2005).

Fig. 1: Development trend of water-level in monitoring object XI, during 2004 year – well in court of Minorite's monastery (Fürych et al. 2005).

Na území historického centra města Znojma můžeme podle Čtyrokého – Batíka (1990) vyčlenit celkem 4 hydrogeologické celky: granitoidní horniny dyjského masivu (systém hydrogeologického masivu); zvětralinový

plášť krystalických hornin (systém hydrogeologického masivu); terciérní písky (ottnang) a terasové sedimenty „staršího šterkopískového pokryvu“ (pleistocén).

Granitoidní horniny mají příznivé vlastnosti pro akumulaci a oběh podzemních vod. Puklinové vody jsou soustředěné ve zvětralých partiích a zónách tektonických dislokací. Pro oběh podzemní vody jsou nejvýznamnější příčné tahové pukliny s rovnými, hladkými stěnami, které jsou průběžné na velké vzdálenosti (Šráček – Kuchovský 2003). Propustnost granitoidů vyznívá s hloubkou. Z hydrogeologického hlediska jsou nejpříznivější podmínky pro akumulaci podzemních vod v zóně podpovrchového rozvolnění granitů.

Produkty zvětrávání tvoří průlinově propustný sedimentární systém hlinitopísčité až písčitohlinitých zemín s příměsí šterku a různým podílem jemnozrnné složky. Pokud jsou terciérní písky stmelené, vzrůstá v nich podíl puklinové propustnosti na úkor propustnosti průlinové. Terasové sedimenty „staršího šterkopískového pokryvu“ (pleistocén) jsou hrubozrnné a značně propustné. Všechny terasy jsou zčásti zvodnělé, pokud nejsou příliš zahliněné, anebo zcela zakryty sprašemi a sprašovými hlínami.

Hladina podzemní vody je zaklesnuta do skalního podloží. V eluviích nebyla podzemní voda nikde identifikována a všechny monitorovací body vykazovaly hladinu podzemní vody v hlubkových úrovních odpovídajících skalnímu masivu.

Migrace vody do porézních materiálů umožňuje transport nebo i vznik solí v těchto hmotách. Nashromáždění solí v určitých místech nebo zónách stavebních konstrukcí (viz obr. 2) může vést k jejich degradaci (Trojanová 2006, Gregerová – Trojanová 2006, Balík et al. 2008).

Destruktivní vliv vodorozpustných solí souvisí s procesy jejich krystalizace a hydratace. Krystalizace nebo hydratace solí v pórech, dutinách, v prasklinách nebo pod

nátěry je hlavním destruktivním mechanismem, kterým se soli podílejí na poškození poréznych materiálů. V praxi lze následky pozorovat v podobě odpadávání vrstev nátěrů, rozpadu omítkových vrstev, oddělování omítkových vrstev, ztráty soudržnosti povrchu spárových malt, cihlářských výrobků, kamene až po rozsáhlejší destrukce celého zdiva. Roztoky solí pronikají do pórů, trhlin nebo dutin. Během



Obr. 2: Základy zvětrávání budov solemi (upraveno podle Tennikatové 1992).

Fig. 2: Principles of building weathering by salts (setting up by Tennikat 1992).

odpařování vody se zvyšují jejich koncentrace. Krystalizují v momentě, kdy koncentrace roztoku přesáhne hodnotu rozpustnosti soli při dané teplotě. Jejich krystaly postupně narůstají a vyplňují stěny pórů a prasklin a současně může jejich krystalizační tlak vyvolávat ruptury pórů a kapilár. Velikost krystalizačních tlaků závisí na stavu přesycení roztoků a teplotě (Balík et al. 2008). Vedle krystalizace se může uplatnit i hygroskopicitá solí. Hygroskopické látky jsou schopny přijímat vodu ze vzdušné vlhkosti a zadržovat ji v kapalné formě. U stavebních materiálů je tato vlastnost označována jako hygroskopická nasákavost (Balík et al. 2008). Hygroskopicitá solí může přispívat k celkovému zavlhčení materiálu. V závislosti na klimatických podmínkách vznikají na povrchu zdiva vlhké mapy. Po jejich vyschnutí, při poklesu relativní vzdušné vlhkosti pod úroveň rovnovážné vlhkosti zasoleného materiálu, se tvoří eflorescenty (Balík et al. 2008).

Metodika

V brusírně ÚGV byly zhotoveny leštěné a klasické výbrusové preparáty. Mikropetrografické rozbory byly provedeny pomocí petrografického mikroskopu Olympus BX 51. Fotodokumentace byla provedena za použití digitálního fotoaparátu Olympus C-5060. Identifikace a fotodokumentace eflorescentů byla provedena na elektronovém rastrovacím mikroskopu JEOL JSM – 6490 LV

v laboratořích elektronové mikroskopie a mikroanalýzy PŘF MU v Brně, analyzoval P. Gadas. Chemické silikátové analýzy byly provedeny v chemické laboratoři ÚGV, PŘF MU Brno, analyzoval P. Kadlec.

Výsledky

V okrajové části karpatské předhlubně převládají hydrogenkarbonátové vody s převahou kalcia nebo magnezia, v oblasti Znojma v neogenních uloženinách převládá vápník. Ryze neogenní vody obsahují vyšší podíl sulfátové složky (Fürych et al. 2005). Z výsledků hydrochemických analýz 12 vzorků podzemních vod je zřejmé, že podzemní vody jsou většinou kalcium-hydrogenkarbonátového typu, který bývá často modifikován přítomností dalších složek, podmíněnou zpravidla antropogenní kontaminací. Z kationtů vápník téměř vždy ve svém zastoupení převažuje nad hořčíkem. Antropogenní kontaminaci vody indikuje v základním chemismu zejména koncentrace draselných iontů (max. 120 mg.l⁻¹) a těž amonných iontů. Z aniontů jsou v převaze výlučně hydrogenkarbonáty nad chloridy a sírany. Dusičnany se v podzemních vodách z monitorovacích bodů v historickém jádru města Znojma objevují v koncentracích od 5,6 do 180 mg.l⁻¹ a poměrně významně tak vstupují do celkového chemismu podzemní vody (Fürych et al. 2005). Podzemní voda v areálu historického jádra města vykazuje neutrální až zásaditou reakci (max. pH 9,49). Mineralizace podzemní vody se pohybuje mezi 402–970 mg.l⁻¹, zpravidla hodnota překračuje 0,5 g.l⁻¹ a vody lze tedy obecně charakterizovat jako prosté (Fürych et al. 2005). Na základě klasifikace typu podzemních vod

Vzorek	Lokalizace v objektu	Výška odběru	Forma výskytu eflorescentu	Identifikace eflorescentu
1	Erb na podlaze vstupní chodby – vpravo	podlaha	bez eflorescentů	–
2	Erb na podlaze vstupní chodby – vpravo	podlaha	bez eflorescentů	–
3	Erb na podlaze vstupní chodby vpravo v rohu	podlaha	krystalky	sádrovec
4	Křížová chodba – omítka na kamenných kvádrech (běžová barva výkvětu)	ca 15 cm nad podlahou	jemný prášek	sádrovec
5	Křížová chodba – omítka na kamenných kvádrech (bílá barva)	ca 10 cm nad podlahou	jemný prášek	epsomit
6	Sklep kláštera	100 cm nad podlahou	povlaky	uhličitán sodný (trona)
7	Sklep kláštera – vchod do sklepení	0,50 cm nad schody	jehličky	dusičnan sodný
8	Schody do sklepení	0,50 cm nad schody	jehličky	dusičnan sodný
9	Ostění vyhořelého kostela – levá strana	100 cm nad zemí	krystalky	síran draselný
10	Ostění vyhořelého kostela – pravá strana	100 cm nad zemí	krusta	sádrovec

Tab. 2: Identifikace eflorescentů.

Tab. 2: Identification of efflorescences.

K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe	Mn	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁺	F ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	PO ₄ ³⁻	pH
20	42	0,06	140	36	0,03	0,07	92	150	80	0,05	0,2	343	-	1,2	7,76

Tab. 1: Chemické složení vody ze studny č. XI (Fürych et al. 2005).

Tab. 1: Chemical composition of water in the well XI (Fürych et al. 2005).

(podle Waltona 1970) byla např. studna č. XI (viz tab. 1) určena jako sodný nebo draselno-sodný typ (Fürých et al. 2005).

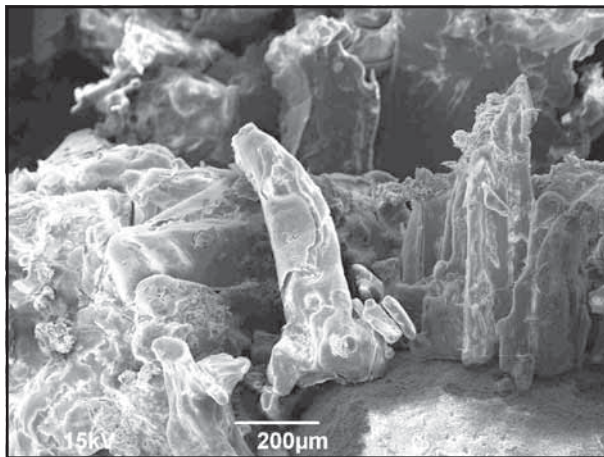
Podzemní voda nemá dostatečně vysokou alkalinitu potřebnou k rozpouštění křemene v granitoidních stavebních kvádrech z kláštera. Voda, která se dostává do zdíva Minoritského kláštera má, podle analýz vody z monitorovacího objektu č. XI ze studny na nádvoří, pH 7,76. Při takto nízkém pH se křemen nerozpouští.

Z ostatních studovaných stavebních kamenů Minoritského kláštera jsou nejvíce poškozeny pískovce. Degradace pískovců je patrná makroskopicky. Dochází k postupnému vydrolování minerálních zrn. Spolu s tím jsou patrné i neestetické mapy. Vznikají světlé, bílé nebo žluté skvrny eflorescentů na povrchu pískovcových kvádrů. Eflorescenty mohou vznikat v interiéru i exteriéru. Při detailním mikroskopickém studiu pozorujeme další projevy. Zvyšuje se porozita, karbonáty a sírany prostupují do jádra pískovcového kvádrů.

V osmi z deseti odebraných vzorků z povrchu pískovcových, popřípadě pískovcovo – drobových kvádrů byly zachyceny eflorescenty solných krust. Jejich identifikace je shrnuta v tab. 2, jejich morfologii dokládají obr. 3–6.

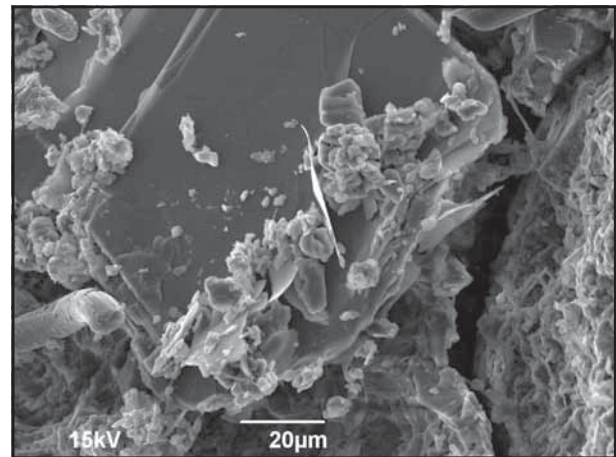
Povrchové eflorescenty tvoří bílé až nažloutlé krusty celistvého i jehličkovitého vzhledu. Na zdívu zhotoveném z pískovcových, popřípadě pískovcovo-drobových kvádrů byly nalezeny eflorescenty sádrovce. Spolu se sádrovcem byl rastrovací elektronovou mikroskopií a EDX analýzou identifikován také síran hořečnatý (epsomit $MgSO_4 \cdot 7H_2O$), dusičnan sodný ($NaNO_3$) a draselný (KNO_3) (projevil se v chemických analýzách) a z karbonátů hydratovaný karbonát trona $Na_3H(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$.

Měkké a snadno otíratelné práškové povlaky se vytvořily na omítkách v křížové chodbě. Celistvé, plošně rozsáhlé krusty křehkých eflorescentů vystupovaly na erbech a na ostění bývalého vyhořelého kostela na nádvoří kláštera. Zde byla na eflorescentech sádrovce zpozorována i koroze.



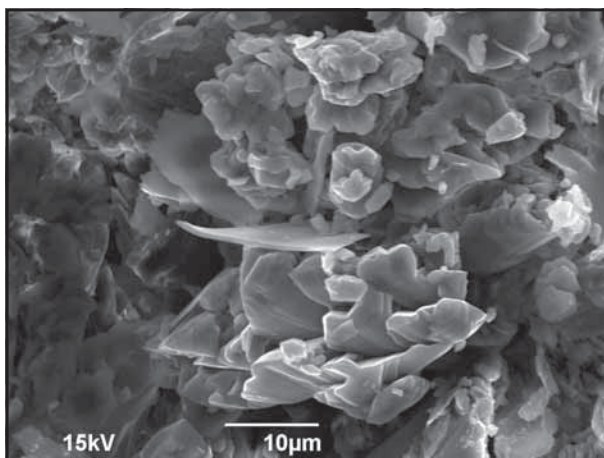
Obr. 3: Fotodokumentace eflorescentů, vzorek č. 6 – sklep kláštera. Výkvět dusičnanu sodného.

Fig. 3: Photodocumentation of efflorescences, sample 6 – cellar of monastery. Efflorescence of sodium nitrate.



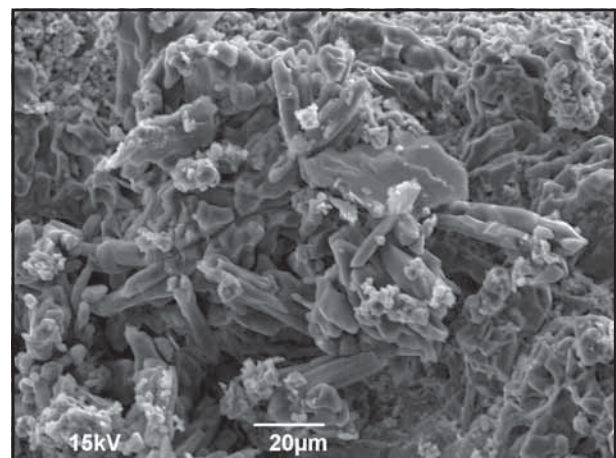
Obr. 4: Fotodokumentace eflorescentů, vzorek č. 3 – erb na podlaze. Krystalky sádrovce.

Fig. 4: Photodocumentation of efflorescences, sample 3 – heraldy on the floor. Crystals of gypsum.



Obr. 5: Fotodokumentace eflorescentů, vzorek č. 3 – erb na podlaze. Krystalky sádrovce – detail.

Fig. 5: Photodocumentation of efflorescences, sample 3 – heraldy on the floor. Crystals of gypsum – detail.



Obr. 6: Fotodokumentace eflorescentů, vzorek č. 5 – křížová chodba kláštera – bílý výkvět. Krystalky síranu hořečnatého s klasty karbonátů.

Fig. 6: Photodocumentation of efflorescence, sample 5 – cloisters of monastery – white efflorescence. Crystals of magnesium sulphate with fragment of carbonate.

Souhrn

1/ Z hlediska vlhkosti jsou nejvíce namáhány suterénní konstrukce objektů s nefunkčním nebo neexistujícím hydroizolačním systémem, do kterého se vlhkost dostává vztláním nebo difuzí vodní páry z podzákladů.

2/ Nejvíce poškozenými horninami Minoritského kláštera ve Znojmě jsou pískovce až drobové pískovce. Naopak minimální známky poškození pozorujeme u granitoidních hornin. Degradace má charakter fyzikálního a fyzikálně chemického zvětrávání. To je ovlivněno působením vody v jejich systému pórů.

3/ Hlavními vizuálními projevy degradace stavebních materiálů jsou ztráta soudržnosti, výskyt eflorescentů a zvýšení vlhkosti materiálu, které se projeví vyšší úrovní zavlhlé zóny zdiva.

4/ Asociace identifikovaných eflorescentů dokládá zvýšené obsahy vodorozpustných a hygroskopických solí ve stavebním materiálu. Potvrzena byla přítomnost sádrovce $[\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 2(\text{H}_2\text{O})]$, epsomitu $[\text{Mg}(\text{SO}_4) \cdot 7(\text{H}_2\text{O})]$, trony $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, vodorozpustných dusičnanů [niter $\text{K}(\text{NO}_3)$, nitratin $\text{Na}(\text{NO}_3)$]. Chloridy zastiženy nebyly.

Poděkování

Studie byla vypracována s přispěním a pro potřeby záměru MSM 0021622418 „DYNAMICKÁ GEOVIZUALIZACE V KRIZOVÉM MANAGEMENTU“ a grantového projektu GAČR 103/06/1801 „Analýza spolehlivosti vlastností stavebních materiálů a konstrukcí s přihlédnutím k časově proměnným vlivům“.

Literatura

- Balík, M. – Balík, L. – Bayer, K. – Blaha, M. – Burgetová, E. – Hoskovec, T. – Kočí, J. – Kolísko, J. – Novotný, M. – Solař, J. – Štátný, P. (2008): Odvlhčování staveb. – Grada publishing, Praha, 306 str.
- Čtyřoký, P. – Batík, P. (1990): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, list 34–131 Šatov. – ÚÚG Praha.
- Fürych, V. – Veselý, M. – Veleba, B. – Půža, J. – Kincl, P. – Žáček, M. (2005): Znojmo – historické jádro – inženýrsko geologické a hydrogeologické poměry a vliv podzemních prostor na povrchové stavby. – Jihlava, 107 str.
- Gregerová, M. – Trojanová, Z. (2006): Změna parageneze eflorescentů stavebních materiálů v průběhu roku. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v roce 2005, Brno, XIII, 115–119.
- Šrámek, O. – Kuchovský, T. (2003): Základy hydrogeologie. – Masarykova univerzita. Brno, 177 str.
- Tennikat, M. (1992): Wandmalereischäden durch salzkristallisation. REM – Untersuchungen and Laborexperimente zu Salzausscheidungen in romanischen Kirchen. Polangen, 161 str.
- Trojanová, Z. (2006): Degradace stavebních materiálů hradu Veveří. – MS, diplomová práce, PřF MU Brno. 54 str.
- Walton, W. C. (1970): Groundwater Resource Evaluation, McGraw-Hill Book Company, pp. 664.

CHEMICKÉ SLOŽENÍ SKLOVINY STŘEDOVĚKÝCH TYGLÍKŮ Z BRNA A JIHLAVY

Chemical composition of the glass phase from medieval crucibles from Brno and Jihlava

Blanka Holubová Závodná, Miroslava Gregerová, Jaromír Leichmann

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

(24–32 Brno, 23–23 Jihlava)

Key words: crucible, glass phase, metal melting

Abstract

The medieval crucibles from two localities – Brno, Mečová Street and Jihlava Staré Hory were studied in order to determine the nature of raw materials, metals and the technological aspects of their production and use. The glass phases of all crucibles contain new formed minerals which grew rapidly during cooling. Cu rich ore or copper were probably melted in crucibles from Brno and in case of Jihlava Staré Hory crucibles were used for melting of Pb rich argentiferous ore.

Úvod

Tyglíky jsou nádoby používané na tavení, míšení či pražení různých hmot, nejčastěji kovů či skla. Tyglíky se používají s víčky nebo pokličkami vyrobenými nejčastěji ze stejného nebo látkově podobného materiálu jako samotný tyglík. Materiál, z něhož se tyglíky vyrábí, musí splňovat několik podmínek. Musí být vysoce žáruvzdorný, aby odolal vysokým teplotám, při kterých dochází k tavení hmot, musí být imunní také vůči rychlým změnám teplot, ke kterým dochází při vyjmutí tyglíku z pece, při němž tyglík nesmí popraskat. Neméně důležitou vlastností je chemická odolnost vůči agresivitě tavenin a sklovin. Přípustná je pouze minimální interakce mezi tyglíkem a jeho obsahem. Celý raný středověk až do počátku 13. století se v českých zemích objevují malé keramické tyglíky o výšce pod 10 cm, různých, často vakovitých tvarů. Z nálezů keramiky na území města Brna je zřejmé, že ve 14. století je zde již patrná značná regionalizace keramiky. Vedle kuchyňské a stolní keramiky se významněji uplatňuje keramika technická. Do počátku 13. století se objevovaly v nálezech především malé tyglíky, někdy vyráběné ze zlomků okrajů velkých „tuhových“ zásobnic (Procházka – Peška 2007).

Existuje mnoho prací, které pojednávají o tyglících (např. Eramo 2006, Santos et al. 2007), ale pouze málo autorů zkoumá tyglíky z hlediska tavby kovů (např. Leichmann 2002, Hložek et al. 2005, Martínón-Torres – Rehren 2006). V předloženém příspěvku jsou shrnuty poznatky o možném používání tyglíků z Brna, ul. Mečové a Jihlavy-Starých Hor.

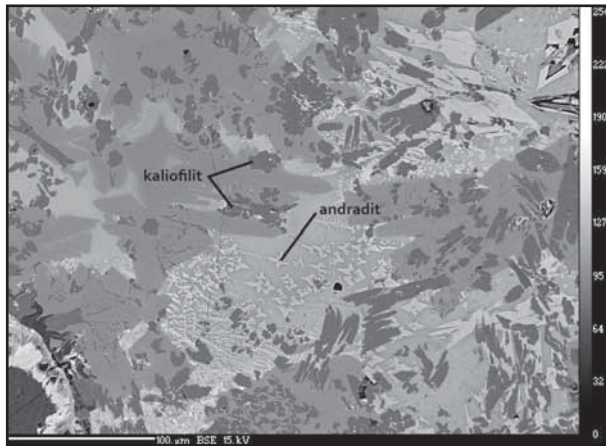
Metodika

Studium bylo zaměřeno na stanovení obsahu kovů v chemickém složení skelných povlaků 4 tyglíků. Z každé lokality byly analyzovány dva tyglíky (vzorky z Mečové – M1, M2 a Jihlavy-Starých Hor J1, J2). Spolu s analýzou

skla byla provedena i petroarcheologická analýza vlastního tyglíku. Analýzy byly provedeny pomocí petrografického mikroskopu OLYMPUS BX 51. Uhlíkem pokovené leštěné výbrusové preparáty byly analyzovány na elektronové mikrosondě CAMECA SX 100, urychlovací napětí 15 kV a proud svazku 10 nA, průměr svazku 2–10 μm , doba načítání 10–20 s na prvek. Jako standardy byly použity: Pb: M_{α} , Cl: K_{α} – vanadinit, P: K_{α} , F: K_{α} – fluorapatit, S: K_{α} , Ba: L_{α} – baryt, Al: K_{α} , Si: K_{α} – sanidin, Mg: K_{α} – olivín, As: L_{α} , Ca: K_{β} , Fe: K_{α} – andradit, Zn: K_{α} , Bi: M_{β} , Sn: L_{α} , K: K_{α} – sanidin, Mn: K_{α} – rhodonit, Na: K_{α} – albit, Cu: L_{α} – dioplas, Co: K_{α} , Ni: K_{α} , Ti: K_{α} – titanit, Cr: K_{α} – chromit, Ag: L_{α} , Sb: L_{β} , Sc: K_{α} , Sr: L_{α} , V: K_{α} , Y: L_{α} . Detekční limit přístroje dosahuje ca 0,1 hm %. Analyzovali: R. Čopjaková, R. Škoda. Chemické silikátové analýzy keramických artefaktů byly stanoveny v laboratořích ACME ve Vancouveru v Kanadě. Část vzorků byla zkoumána i pomocí LA-ICP-MS (laserový ablační systém UP 213, ICP-MS spektrometr Agilent 7500ce).

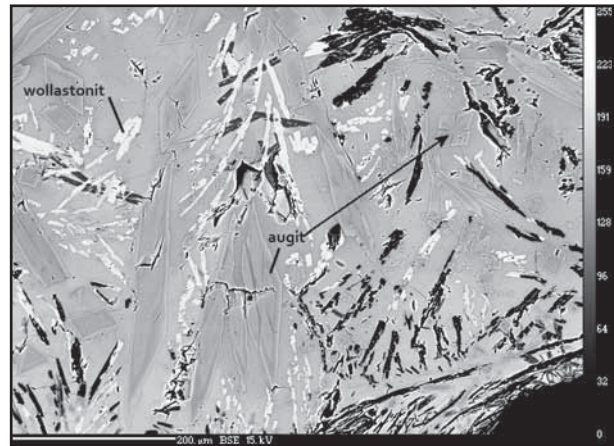
Výsledky

Tyglíky z Brna i Jihlavy odpovídají svojí skladbou grafitové keramice. V tyglících brněnských byl spolu s úlomky grafitových hornin v „neopakním“ ostřivu identifikován křemen, plagioklas a alkalický živce. Pojivo je neprůsvitné, silně pigmentované submikroskopickými částicemi grafitu. Tyglíky z Mečové ul. v Brně byly v porovnání s jihlavskými mohutnější, dosahovaly velikosti kolem 20 cm. Skelné povlaky pozorujeme u brněnských tyglíků na vnitřním i vnějším povrchu. Chemické složení tyglíků je rozdílné a ve skle lze identifikovat nejen heterogenní složení, ale i novotvořené minerální fáze (obr. 1, 2). Chemické složení keramického artefaktu tyglíku M1 je charakteristické vysokým obsahem SiO_2 a Al_2O_3 . Pro druhý artefakt (M2) je



Obr. 1: Heterogenita skelné fáze skla tyglíku M2, novotvořené minerály kaliofilit a andradit.

Fig. 1: Heterogeneity of the glass phase of M2 crucible, new formed minerals kaliofilite and andradite.



Obr. 2: Novotvořené minerály ve skle tyglíku M1 (augit, wollastonit).

Fig. 2: New formed minerals in the glass phase of M1 crucible (augite, wollastonite).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	C/TOT	LOI	Sum
M1 - keramika	51,6	15,8	3,94	0,69	3,37	3,79	1,6	0,83	2,04	0,02	0,01	13,2	2,9	99,79
M1 - sklo	63,28	11,8	4,69	2,38	7,75	1,55	2,63	0,77	0,44	0,09	0,01	1,16	3,14	99,71
M2 - keramika	38,61	17,32	7,46	1,25	2,7	1,81	1,71	0,57	1,04	0,08	0,02	25,04	2,26	99,83
M2 - sklo	44,27	13,84	6,93	2,32	11,12	1,66	4,24	0,61	1,31	0,23	0,01	5,96	5,24	97,71

Tab. 1: Průměrné chemické složení tyglíků z Brna Mečová ul. (celohorninová analýza v hmot. %).

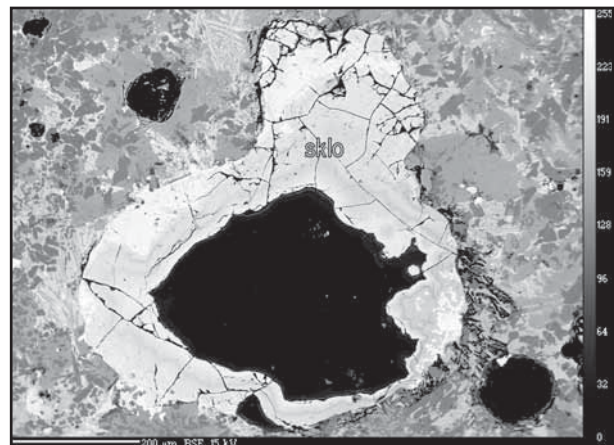
Tab. 1: Average chemical composition of crucibles from Brno Mečová St. (whole rock analysis in wt. %).

typický zvýšený obsah Fe₂O₃ (tab. 1) a téměř dvakrát tak vysoký obsah C/tot.

Sklo z prvního tyglíku (M1) se od druhého (M2) liší zejména obsahy SiO₂, K₂O, Fe₂O₃ a CaO. Ve sklovitých nátečích se na obou artefaktech tyglíků vyskytují novotvořené minerální fáze. V prvním (M1) byly pomocí WDX analýz identifikovány dlouhé sloupečky augitu a krátce až dlouze sloupečkovitý wollastonit (obr. 2). Spolu s nimi byl prokázán plagioklas. Augit a wollastonit krystalizují během ochlazování ze skelné fáze nebo v procesu odmíšení. Plagioklas tvoří na straně jedné dlouze sloupečkovité automorfně omezené tabulkovité krystaly a na straně druhé zcela xenomorfní krystaly. Předpokládáme přítomnost dvou generací plagioklasů. Xenomorfně omezené plagioklasy představují relikt primárních plagioklasů výchozí suroviny, které byly částečně natavené. Automorfně omezené plagioklasy jsou novotvořené, vzniklé během chladnutí taveniny. Tomu nasvědčuje i fakt, že automorfně omezené plagioklasy krystalizují pouze v těch částech taveniny, která byla chudší na Si a bohatší Ca.

Ve skelném náteku druhého artefaktu (M2) byly potvrzeny novotvořené krystaly kaliofilitu a andraditu (obr. 1). Kaliofilit tvoří hypautomorfně omezené až kostrovité krystaly. Andradit tvoří převážně kostrovité krystaly a krystalizuje z taveniny v místech s vysokým obsahem Fe₂O₃ a CaO. Tvar novotvořených minerálů dokazuje rychlou krystalizaci během chladnutí skla.

Hlavním cílem prováděných studií grafitových keramických tyglíků brněnské provenience byla identifikace nejpravděpodobnějšího použití tyglíků na základě určení minoritních obsahů různých kovových prvků. Analyzovány byly skelné výplně pórů. WDX analýzy prokázaly přítomnost železa a mědi (obr. 3). Různé odstíny ukazují



Obr. 3: Pór ve skelné hmotě vyplněný Cu bohatým sklem (tyglík M2).

Fig. 3: Vug in the glass phase of M2 crucible filled with Cu rich glass.

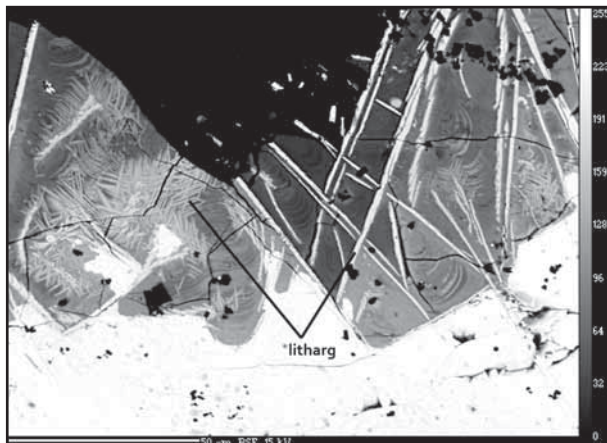
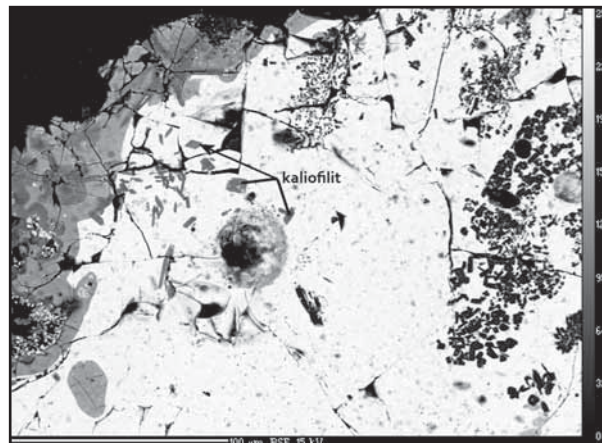
variabilitnost ve složení. Tmavší oblasti jsou po chemické stránce nejbliže hematitu, nejsvětější oblasti složením odpovídají chalkopyritu. V některých částech se objevovaly minerální fáze složením odpovídající čistému železu a mědi. Jak silikátové analýzy, tak i laserová ablace potvrdily přítomnost malého množství zlata a stříbra v obou sklech. Obsah Ag a Au je tak nízký, že nelze prokázat v tyglících tavbu těchto kovů. Jejich existence souvisí s obsahem těchto kovů v původní surovině používané pro vytavení mědi.

Studované jihlavské tyglíky (J1, J2) byly menší, výška se pohybovala kolem 15 cm. Skelné náteky byly pozorovány pouze na vnitřním povrchu tyglíků. Chemické analýzy skla dokládají vysoké obsahy PbO (tab. 2) a nízké obsahy SiO₂.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	SO ₃	PbO	Total
J1 – sklo	12,86	4,41	1,49	0,27	0,41	0,14	0,21	0,19	0,06	0,03	0,38	77,11	97,98
J2 – sklo	24,06	9,27	2,91	0,63	3,01	0,37	3,26	0,28	0,73	0,14	1,16	51,85	98,69

Tab. 2: Průměrné chemické složení tyglíků z Jihlavy Starých Hor (hmot. %).

Tab. 2: Average chemical composition of crucibles from Jihlava Staré Hory (wt. %).


 Obr. 4: Jehličkovité krystaly lithargu (tyglík J1).
 Fig. 4: Needlelike crystals of litharge (J1 crucible).

 Obr. 5: Novotvořené krystaly kaliophilitu (tyglík J2).
 Fig. 5: New formed minerals kaliophilite (J2 crucible).

Obsah PbO ve skle J1 narůstá ve směru od keramického artefaktu k povrchu skelného náteku. V těsné blízkosti povrchu se chemické složení skokem mění a zvyšuje se obsah SiO₂ na úkor PbO. Krystaly lithargu byly identifikovány v celém průřezu skelného náteku. Při vnějším povrchu skla je litharg mnohem četnější. Intenzivnější krystalizace dlouze sloupečkovitých až jehličkovitých krystalů lithargu (obr. 4) v této zóně dokládá rychlejší ochlazování z vnější strany a pomalejší ze strany vnitřní.

I přesto, že tyglík J2 má velmi podobné složení skla, z novotvořených fází byl identifikován pouze kaliofilit. Byly pozorovány i jiné minerální fáze, ale byly tak malé, že nebylo možné přesně stanovit jejich chemické složení.

Vzhledem k vysokým obsahům Pb v jihlavských tyglících můžeme předpokládat, že mohly být používány při zpracování stříbrnosných rud. Tento závěr je v souladu i s historickými dokumenty o jejich těžbě. Bylo prokázáno, že tyto těžené rudy často obsahovaly olovo (např. Holub 2007).

Souhrn

Náteky skla na povrchu tyglíků jsou heterogenní. Tyglíky z Mečové ul. v Brně obsahovaly sklo bohaté SiO₂. Ve skle byly identifikovány novotvořené minerály augit, wollastonit, plagioklas, andradit a kaliofilit. Existence porů vyplněných sklem bohatým CuO až téměř čistou mědí naznačuje, že tyto tyglíky byly používány pro její zpracování.

Skla z povrchu jihlavských tyglíků jsou bohatá PbO a z novotvořených minerálů se podařilo identifikovat litharg a kaliofilit. Vysoké obsahy Pb ve sklech přítomných na vnitřním povrchu analyzovaných tyglíků mohou být považovány za důkaz, že se v nich tavila nebo zpracovávala stříbrnosná ruda. Oxid olovnatý je dobré tavivo. S klesající teplotou se postupně koncentruje do zbytkové taveniny, která vytvoří po separaci stříbra sklovitý povlak na vnitřním povrchu tyglíku.

Poděkování

Príspevek byl řešen jako součást výzkumného záměru MSM 0021622427 „Interdisciplinární centrum výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku. Archeologický terénní a teoretický výzkum, využití přírodních věd, metodologie a informatika, ochrana kulturního dědictví“.

Literatura

- Eramo, G. (2006): The glass-melting crucibles of Derrie`re Sairoche (1699–1714 AD, Ct. Bern, Switzerland): a petrological approach. – *Journal of Archaeological Science* 33, 440–452.
- Hložek, M. – Holub, P. – Sedláčková, L. – Trojek, T. (2005): Doklady slévání barevných kovů ve středověkém Brně na základě nálezů tyglíků z náměstí Svobody 9. – *Archeologia technica* 17, 87–93.
- Holub, M. (2007): Poznámky k existenci větráním obohacených zón stříbrnosných rud v Brodském a Jihlavském rudním revíru. – *Stříbrná Jihlava 2007, konference k dějinám hornictví a důlních prací*, 4.–7. 10. 2007 Jihlava, 206–215.
- Leichmann, J. (2002): Charakteristika tyglíků z laténských nížinných sídlišť na Moravě. – In: Podborský, V. – Čížmář, M. – Stuchlík, S. (eds.): *Pravěk* 12, 257–260.
- Martinón-Torres, M. – Rehren, T. (2006): The „mystery“ of the post-medieval triangular crucibles reconsidered – a global perspective. – In Pérez-Arategui J. (ed): *Proceedings of the 34th International Symposium on Archaeometry, Zaragoza, 3–7 May 2004*, 515–524.
- Procházka, R. – Peška, M. (2007): Základní rysy vývoje brněnské keramiky ve 12.–13./14. století. – *Přehled výzkumů* 48, 143–299. Archeologický ústav ČSAV Brno.
- Santos, C. – Ribeiro, S. – Strecker, K. – Rodrigues, D. Jr. – Silva, C. R. M. (2007): Highly dense Si₃N₄ crucibles used for Al casting: An investigation of the aluminum–ceramic interface at high temperatures. – *Journal of Materials Processing Technology* 184, 108–114.

GAMASPEKTROMETRICKÁ CHARAKTERISTIKA UHELNÝCH SEDIMENTŮ BOSKOVICKÉ BRÁZDY A STRUSEK VZNIKLÝCH JEJICH SPALOVÁNÍM

Gamma spectrometry of coal-bearing sediments from the Boskovice furrow and products of their burning

Petra Jakobová, Jaromír Leichmann

Ústav geologických věd, PřF MU Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 175225@mail.muni.cz

(24–34 Ivančice)

Key words: Boskovice furrow, coal-bearing sediment, products of coal burning – slag, uranium (U), thorium (Th)

Abstract

The concentration of K, U, Th was measured by a portable gamma spectrometer on localities of radioactive anomaly (coal-bearing sediments and a slag dump) in the southern part of the Boskovice furrow, in the Rosice-Oslavany basin in Oslavany. Samples from both localities were measured by more precise laboratory gamma spectrometer and analyzed on an electron microprobe. The comparison of U and Th concentration among the samples of coal-bearing sediments and the slag samples (products of coal burning) reveals that the coal-bearing samples contain higher U concentration and lower Th than the slag samples. It was also determined that the U is bound into a limonite vein cutting the coal-bearing shale. The U is not concentrated into any of the phase found in glass of the slag, but it is distributed evenly throughout the glass.

Úvod

V rosicko-oslavanské pánvi, v katastru obce Oslavany, v údolí řeky Oslavy, byly leteckou gamaspektrometrií (Gnojek 2005) zjištěny na dvou lokalitách, později identifikovaných jako výchozy uhelných slojí a halda elektrárenské strusky, radioaktivní anomálie.

Na těchto lokalitách byly pomocí přenosného gamaspektrometru změřeny koncentrace K, U a Th a z obou lokalit byly odebrány vzorky, jež byly studovány polaričním mikroskopem, podrobeny přesnějším měřením v gamaspektrometru laboratorním a analyzovány na elektronové mikrosondě s cílem objasnit, jak jsou koncentrace U a Th v uhelných sedimentech a strusce rozloženy a zda jsou U a Th ve vzorcích vázány na konkrétní minerál a rozšířit znalosti o přítomnosti U a Th v sedimentech boskovické brázdy.

Geologická situace

Boskovická brázda, obklopená na JV brněnským masivem a na SZ horninami moravika, je vyplněna sedimenty stáří stefan-autun o mocnosti přes 2 km.

Podloží permokarbonu je podle Dopity et al. (1985) tvořeno horninami moldanubika a moravika, brněnským masivem, místy i devonskými a kulmskými sedimenty. Limnický karbon, zastoupený pouze svrchním stefanem, je vyvinut jen v rosicko-oslavanské pánvi, kde se v nadloží bazálních červenohnědých klastik objevuje šedě zbarvené rosicko-oslavanské souvrství s uhelnými slojemi, na které volně navazují horniny spodního permu (Chlupáč et al. 2002).

Výplň pánve je tvořena jak klastickými sedimenty, tak organogenními uloženinami, ale i sedimenty vulkanogenními. Tyto uloženiny vykazují určitou cyklicitu (Chlupáč et al. 2002) a v rosicko-oslavanské pánvi vytváří, dle Dopity et al. (1985), převážně autochtonní černouhel-

né humity rosicko-oslavanského souslojí, jež lze sledovat podél z. okraje pánve v délce 8 km. Uhlonosný komplex upadá pod úhlem 25° až 65° k východu. Uhlí je rozdrčené a znečištěné anorganickými proplástkami a aleuropelity. V meziloží slojí byla místy zjištěna zvýšená radioaktivita doprovodných hornin (Dopita et al. 1985). Radioaktivita těchto hornin byla studována Jelínkem (2001) v rámci jeho práce zabývající se proveniencí pískovců v jižní části boskovické brázdy.

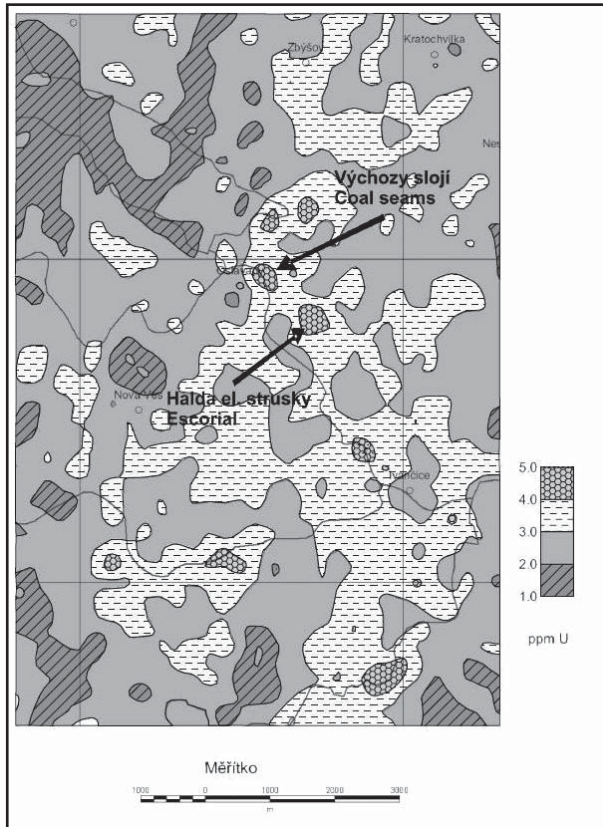
Malý (1966) popisuje v produktivním uhlonosném souvrství stefanského stáří v rosicko-oslavanské pánvi tři uhelné sloje, všechny jsou charakteristické znečištěním, zejména nepravidelně prouhelněnými sedimenty, jako jsou uhelné jílovce, uhelné páskované jílovce, prouhelněné prachovce a šedě slabě prouhelněné jemnozrnné pískovce.

Při východním okraji boskovické brázdy se vyskytují nevrstevnaté rokytenské slepence s převahou drob a prachovců a místy hojnými devonskými až spodnokarbonskými vápenci. V západní části jsou vrstvy mírněji ukloněny k východu a jsou tvořeny balinskými slepenci obsahujícími klastický materiál z krystalinických komplexů západní Moravy, moldanubika, moravika, letovického krystalinika, a jen v menší míře z devonu a spodního karbonu (Chlupáč et al. 2002).

V permu narůstala aridita klimatu a uhelné sloje se tak přestávaly tvořit (Chlupáč et al. 2002).

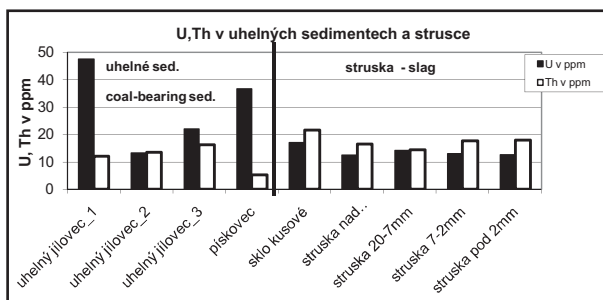
Metodika

Na základě mapy distribuce přírodních radioaktivních prvků získané leteckou geofyzikou (Gnojek 2005), viz obr. 1, bylo provedeno terénní studium lokalit radioaktivních anomálií u obce Oslavany, na jehož základě byly identifikovány výchozy uhelných slojí a halda strusky. Na obou lokalitách byly pomocí přenosného gamaspektrometru Rt-230 změřeny koncentrace



Obr. 1: Výřez z mapy anomálií koncentrací U u obce Oslavany – výchozy slojí a halda el. strusky, upraveno podle Gnojka (2005).
Fig. 1: Cut out from the map of the U concentration nearby Oslavany town – Coal seams and a Slag dump - Escorial, edited acc. to Gnojek (2005).

U a Th. Z obou lokalit byly odebrány vzorky. Vzorky elektrárenské strusky, odebrané z povrchu, byly vysušeny a rozděleny na frakce nad 20 mm, 20–7 mm, 7–2 mm a pod 2 mm. Všechny vzorky, jak el. strusky, tak vzorky ze slojí, byly přeměřeny přesnějším gamaspektrometrem laboratorním GS 320. Hodnoty koncentrací změřené laboratorním gamaspektrometrem přehledně zobrazuje graf na obr. 2. Ze vzorků byly vyhotoveny výbrusy pro studium v polarizačním mikroskopu a na elektronové mikrosondě. Pro zjištění mikrostruktury vzorků bylo použito polarizačního mikroskopu JENALAB firmy ZEISS Germany.



Obr. 2: Graf srovnání obsahu U a Th v uhelných sedimentech a strusce – laboratorní gamaspektrometr.
Fig. 2: Comparison of U and Th content of coal-bearing sediments and slag samples – laboratory gamma spectrometer.

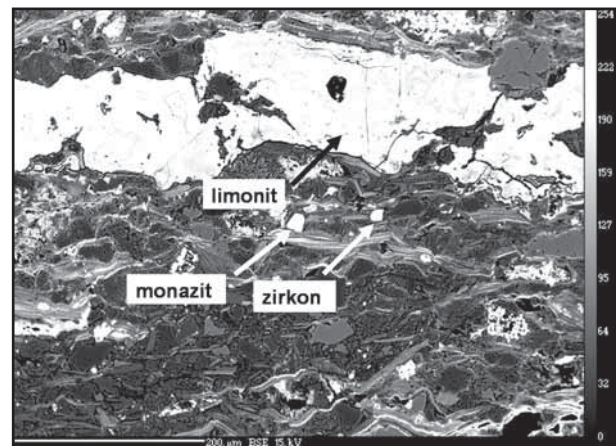
Chemické analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě CAMECA SX 100, na společném pracovišti Ústavu geologických věd, PŘF MU a ČGS v Brně. Urychlovací napětí 15 keV a proud svazku 20 nA pro spinelidy, sulfidy a monazit, 10 nA pro silicidy, průměr svazku pro spinelidy, sulfidy, monazit a silicidy byl 4 μm.

Výsledky

Z výchozů slojí na s. okraji obce Oslavany při úpatí kopce na levém břehu řeky Oslavy, 60 m sz. od Dědičné štoly, v blízkosti bývalého dolu Kukla, byly odebrány čtyři vzorky – tři vzorky uhelného jílovce a pískovec. Z druhé lokality, haldy elektrárenské strusky, která se nachází na v. okraji obce Oslavany, na levém břehu řeky Oslavy, bylo odebráno pět vzorků skla a strusky.

Průměrné hodnoty koncentrace U měřené jak přenosným, tak laboratorním gamaspektrometrem ve vzorcích z výchozu I. sloje se pohybují okolo hodnoty 30 ppm. Podobné koncentrace naměřil již Jelínek (2001). Obvyklá koncentrace U v zemské kůře je cca 2,5 ppm (Plant et al. 1999). Dva vzorky, pískovec a uhelný jílovec_1 vykazují koncentrace nad 35 ppm. Průměrné hodnoty koncentrace U ve strusce z haldy měřené jak terénním, tak laboratorním gamaspektrometrem vykazují hodnoty okolo 14 ppm, žádný ze vzorků nevykazuje výrazně odlišné hodnoty (obr. 2).

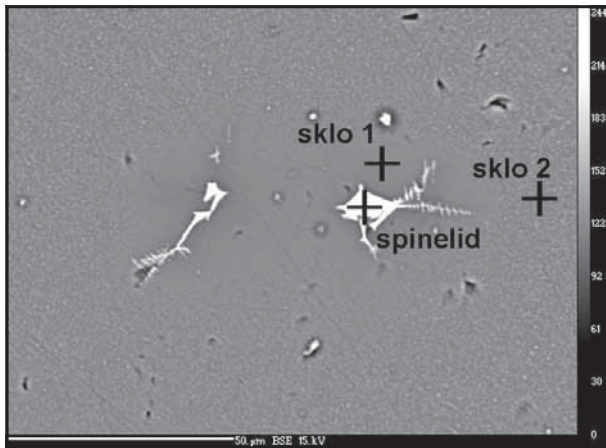
Průměrné hodnoty koncentrací Th vzorků z obou lokalit naměřené laboratorním gamaspektrometrem, se pohybují okolo 15 ppm (obr. 2), přenosný gamaspektrometr naměřil na obou lokalitách hodnoty pohybující se kolem hodnoty 25 ppm (střední hodnota koncentrací Th v zemské kůře je okolo 10 ppm (Plant et al. 1999)).



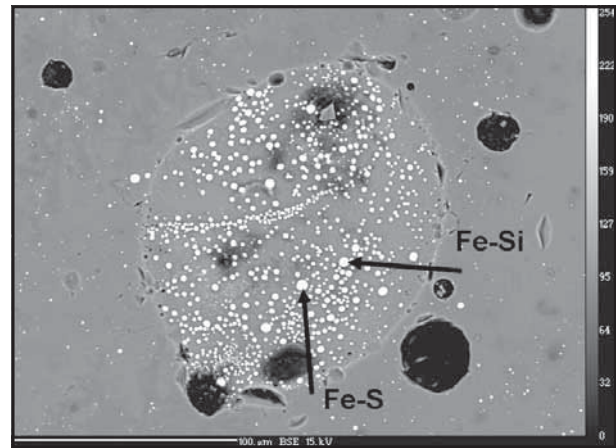
Obr. 3: Uhelný jílovec_2 s monazitem, zirkonem a polohou limonitu, podklad pro distribuci U, BSE obraz.

Fig. 3: A coal-bearing sediment_2 with monazite, zircon and limonite layer, basis for U distribution, BSE image.

Ze studovaných sedimentů se jako nejzajímavější jeví tmavě šedý, jemnozrný uhelný jílovec_2, neboť v něm byla nalezena žilka limonitu (obr. 3), na kterou bylo vázáno uranové zrudnění, jež bylo detekováno distribucí na el. mikrosondě. Zvýšené koncentrace U byly nalezeny v monazitu, kde však převažuje obsah Th nad U. V zirkonu ze vzorku byla koncentrace uranu pod mezí detekce.



Obr. 4: Sklo kusové, masivní (halda el. strusky) se znázorněním analyzovaných bodů – spinelid, hmota skla (BSE obraz).
 Fig. 4: Compact glass (Slag dump) with analyzed points – mineral from spinel group, glass (BSE image).



Obr. 5: Porézní struska (halda el. strusky), sferolit Fe-Si a Fe-S fáze.
 Fig. 5: Porous slag (Slag dump), Fe-Si and Fe-S phase.

Optickým studiem výbrusu skla z haldy elektrárenské strusky bylo zjištěno, že se jedná o poměrně homogenní sklo. Tento vzorek byl analyzován také na elektronové mikrosondě. Pomocí EMS bylo zjištěno, že vedle skla se ve vzorku vyskytují i krystalické fáze o max. velikosti 10–20 µm (obr. 4), které byly pomocí bodové analýzy identifikovány jako spinelidy (tab. 1). Další fáze již nebyly analyzovány kvantitativně. Plošným scanem na elektronové mikrosondě bylo zjištěno, že U je ve vzorku rovnoměrně distribuován.

Dalším vzorkem z haldy, analyzovaným na elektronové mikrosondě, byla porézní struska (obr. 5). V tomto vzorku byly mimo spinelidů detekovány i zrna silikátů, sulfidů a fosfidů železa, které jsou nerovnoměrně rozmístěny v homogenní hmotě okolního skla. Chemické analýzy skla

a strusky jsou uvedeny v tab. 1. Uran opět nejvíce tendenci ke koncentraci ani ve skle ani v novotvořených fázích.

Diskuze a závěr

Na základě map distribuce přírodních radioaktivních prvků byly v terénu identifikovány lokality radioaktivních anomálií představovaných horninami z blízkosti uhelných slojí a haldou elektrárenské strusky. Na obou lokalitách byly pomocí přenosného gamaspektrometru změřeny koncentrace U a Th a z obou lokalit byly odebrány, zdokumentovány a popsány vzorky, z nichž vybrané byly přeměřeny gamaspektrometrem laboratorním (obr. 2) a analyzovány na elektronové mikrosondě.

Největší koncentrace U byla naměřena na vzorcích hornin vázaných na výchoz uhelné sloje, a to ve vzorku uhelného jílovce_1 a pískovce. Skla a strusky z haldy elektrárenské strusky, i přes své značně zvýšené koncentrace U, vykazují nižší hodnoty těchto koncentrací než horniny vázané na sloje.

Koncentrace U v horninách vázaných na sloj I je vyšší, než koncentrace Th. Ve strusce převažuje koncentrace Th nad U. Z naměřených hodnot také vyplývá, že koncentrace Th ve skle a strusce z haldy el. strusky je vesměs vyšší, než koncentrace Th v sedimentech.

Podle distribuce U provedené el. mikrosondou na vzorku uhelného jílovce_2 bylo nejvíce U koncentrováno do žilky limonitu a do monazitu, naopak v zirkonu nebyl U detekován vůbec. Chemická analýza monazitu ukázala, že v monazitu převládá obsah Th nad U, což neodpovídá poměru těchto prvků v hornině jako celku. Předpokládáme tedy, že monazit není hlavním zdrojem uranu v uhelných jílovcích. Lze tak vyvodit, že koncentrace uranu v hornině není primární, tzn., že nebyl do horniny přinesen klasticky, ale že se uran v hornině vyskytl později, a to v důsledku diagenetických či alteračních pochodů.

uhelný jílovec - monazit			masivní sklo				porézní struska			
%	1	2.	%	spinelid	sklo - bod 1	sklo - bod 2	%	fosfid	sulfid	silicid
P ₂ O ₅	31,11	30,96	FeO	60,69	11,84	11,00	S	0,00	10,92	0,00
CaO	1,16	1,21	NiO	0,55	0,00	0,00	Fe	90,20	78,15	85,54
La ₂ O ₃	12,43	13,21	MnO	0,22	0,00	0,00	Ni	1,02	0,11	0,12
Ce ₂ O ₃	25,90	26,49	TiO ₂	0,35	0,00	0,00	Si	0,00	0,00	13,64
ThO ₂	6,80	4,60	MgO	4,72	0,00	0,00	Cr	0,00	0,00	0,04
UO ₂	0,40	0,84	Al ₂ O ₃	25,64	22,18	23,02	P	3,30	0,00	0,66
PbO	0,14	0,13	ZnO	0,00	0,00	0,00	Co	0,50	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	3,07	2,21	SiO ₂	0,11	53,03	53,34	Zn	0,30	0,00	0,00
SiO ₂	0,22	0,23	Cr ₂ O ₃	2,50	0,00	0,00				
Dy ₂ O ₃	1,12	0,80	CaO	0,08	3,00	3,66				
Pr ₂ O ₃	2,88	2,63	P ₂ O ₅	0,00	0,41	0,40				
Nd ₂ O ₃	10,61	10,84	CoO	0,07	0,00	0,00				
Gd ₂ O ₃	2,01	1,49	Na ₂ O	0,00	2,32	2,14				
Sm ₂ O ₃	2,23	2,07	SrO	0,00	0,10	0,00				
Er ₂ O ₃	0,21	0,00	BaO	0,00	0,00	0,11				
FeO	0,69	0,15	K ₂ O	0,00	3,97	3,57				
F	0,52	0,54	PbO	0,00	0,00	0,00				
suma	101,48	98,38		94,92	96,86	97,25		95,32	89,18	100,00

Tab. 1: Chemické analýzy vzorků.
 Tab. 1: Chemical analyses of samples.

Co se týká strusky, jsou U a Th vázány ve skle, nemají tendenci se koncentrovat a díky tomu jsou bezpečně fixovány a neohrožují svoje okolí.

Závěrem lze tedy shrnout, že:

1/ vzorky hornin vázaných na uhelné sloje vykazují vyšší koncentraci U (13–48 ppm), ale nižší koncentraci Th (5–16 ppm), než vzorky z haldy (12–17 ppm U, 14–21 ppm Th),

2/ koncentrace U a Th v různých frakcích strusek z haldy se od sebe zásadně neliší (12–14 ppm U, 14–18 ppm Th),

3/ ve vzorku uhelného jílovce_2 se U koncentruje do polohy s limonitem, detekovaný monazit vykazuje vyšší poměr Th/U, než hornina jako celek a v zirkonu se U nekonzcentruje vůbec,

4/ U se ve vzorku skla z haldy elektrárenské strusky nekonzcentruje v žádné z krystalických fází v něm se vyskytujících (spinelidy, silikáty, sulfidy a fosfidy železa), ale je distribuován zcela rovnoměrně v celé mase skla.

Poděkování

Studium bylo finančně podporováno Grantovou agenturou ČR, projekt č. GAČR 205/09/1257.

Literatura

- Dopita, M. – Havlena, V. – Pešek, J. (1985): Ložiska fosilních paliv. – Nakladatelství technické literatury, 263 str. Praha.
- Gnojek, I. (2005): Geofyzikální podklady z vybraného úseku rosicko-oslavanské pánve. – Miligal s. r. o., 30 str. Brno.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý R., – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Akademie věd ČR, 436 str. Praha.
- Jelínek, F. (2001): Provenience pískovců boskovické brázdy v její jižní části. – MS, diplomová práce, Katedra geologie a paleontologie PřF MU, 66 str. Brno.
- Malý, L. (1966): Rosicko-oslavanským uhelným revírem. – Okresní pedagogické středisko Brno venkov, 101 str.
- Plant, A. J. – Simpson, R. P. – Smith, B. – Windley, F. B. (1999): Uranium Ore Deposits–Products of the Radioactive Earth. – In: Burns, C. P. – Finch, R. (Eds.): Uranium: Mineralogy, Geochemistry and the Environment, Reviews in Mineralogy, Volume 38, 255–307, Mineralogical Society of America. Washington, DC.

EXPERIMENTÁLNÍ STUDIUM VZNIKU OSCILAČNÍCH VZORŮ REAKČNĚ-DIFUZNÍM MECHANISMEM

Experimental study of the oscillatory patterns formation by reaction-diffusion process

Nikola Klanicová, Josef Zeman

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

Key words: oscillatory pattern, silica gel, diffusion, selforganisation, nonlinear dynamics

Abstract

Banded structures are common in geological objects such as minerals and rocks. This paper is focused on a study of inner dynamics of the systems in which these structures can occur. There was performed an experiment to simulate banded structure formed in gel matrix. Mechanisms of regular pattern formation are discussed. The results of the experiment support the concept of selforganisation at formation of banded patterns. Any periodic changes in exterior are not necessary; this kind of pattern is formed by a reaction-diffusion process with feedback in nonlinear mechanism. Aim of this study was to improve method for recognition of nonlinear dynamics in natural geological objects and to bring laboratory experiments closer to real processes.

Úvod

Ve všech měřítcích od krystalových zrn až k plutonům můžeme v geologických objektech pozorovat uspořádané struktury, ve kterých se vyskytuje páskovaná stavba. Například oscilační zonalitu v minerálech lze stručně charakterizovat jako pravidelné střídání dvou chemicky odlišných vrstev (Holten et al. 2000). Mocnost těchto vrstev se pohybuje od desítek nanometrů po desítky mikrometrů. Oscilační zonalita byla popsána u nejméně 75 horninotvorných a akcesorických minerálů. Pravidelné střídání vrstev obohacených různými minerály je rozšířené v magmatických, hydrotermálně alterovaných a karbonátových horninách.

Vznik zonality je obvykle interpretován fyzikálními modely, které vysvětlují její vznik jako důsledek cyklických změn vnějších podmínek – tlaku, teploty nebo chemického složení. Chemické složení jednotlivých vrstev minerálu nebo horniny by v takovém případě bylo funkcí lokálních (p, T, X) podmínek v době růstu vrstvy (Best – Christiansen 2001). Vysvětlení přesného opakování změn podmínek v tak velkém měřítku, jako jsou například plutony o objemu několika km^3 , však neexistuje.

V současnosti je zonalita interpretována jako důsledek zpětných vazeb vzájemného ovlivňování růstových parametrů, kdy chemické variace vznikají spontánně samoorganizací (Shore – Fowler 1996, Fowler – L'Heureux 1996, Holten et al. 2000, L'Heureux – Jamtveit 2002, L'Heureux – Katsev 2006).

Reakčně-difuzní proces je jedním ze základních procesů, který se v přírodě uplatňuje. Studium tohoto procesu může objasnit genezi minerálů, které krystalizují z taveniny nebo vodných roztoků, např. páskované železné rudy, acháty nebo hydrotermální minerály.

Pro studium vzniku páskovaných vzorů byl realizován experiment kombinující transport a reakční kinetiku.

Cílem bylo dokumentovat vznik těchto vzorů a charakterizovat podmínky a procesy, které se mohou při jejich vzniku uplatňovat. Dalším úkolem bylo určit metodiku, která by kvantifikovala přírodní vzory tak, aby bylo možné z petrologických a mineralogických dat usuzovat na podmínky jejich vzniku.

Použitá metodika

Experiment vychází z Liesegangova experimentu klasického typu (Liesegang 1896, Kai et al. 1983, Krug – Brandstädter 1999) při kterém vznikají pásy sraženiny v gelové matrix.

Experiment byl realizován v pěti kolonách o výšce 74 cm a průměru 1,75 cm, označených A, B, C, D a E (obr. 1). Jako matrix byl použit gel vyrobený z vodného roztoku křemičitanu sodného. Do tohoto roztoku byl přidán K_2CrO_4 jako vnitřní reagent (tab. 1). Uspořádání experimentu bylo voleno tak, aby se principiálně přibližoval reálnému geologickému prostředí.

Kolona s gelem byla umístěna tak, aby nedocházelo k otřesům a s kolonou už nebylo manipulováno. Gel byl ponechán nejméně dva dny tuhnout. Poté byl na povrch gelu aplikován vnější (difundující) reagent. Navážky pro jednotlivé kolony jsou uvedeny v tab. 1.

Na povrch gelu v kolonách A, B a C byly přidány krystaly síranu měďnatého rozemleté v třetí misce. Následně byly zalaty 20 ml deionizované vody. Do zbývajících

kolona	A	B	C	D	E
K_2CrO_4 [g]	0,8906	0,8906	0,8906	0,4453	0,4453
CuSO_4 [g]	2,0	6,0	8,0	4,5	6,0

Tab. 1: Použitá množství K_2CrO_4 a $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ pro jednotlivé kolony.

Tab. 1: The amount of K_2CrO_4 and $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ used for experiments in each column.



Obr. 1: Páskované vzory v kolonách. Kolona N1 vykazuje nehomogenitu v gelu. Kolony D1 a D2 obsahují stejné množství látek, ale vývoj vzorů probíhá odlišně. Ve všech kolonách je možné rozlišit přítomnost reagentů podle jejich barev: žlutá – chroman, světle modrá – iony mědi.

Fig. 1: Banded patterns formed in columns. Column N1 was excluded due to inhomogeneities in gel matrix. Columns D1 and D2 contain the same amount of components but evolving patterns are different. In all columns there is possible to distinguish the presence of reagents according to their colours: yellow – chromate, light blue – copper ions.

kolon byl síran měďnatý přidán v roztoku: 20 ml 0,9 M roztoku na gel kolony D a 20 ml 1,2 M roztoku na gel kolony E.

Vznikající vzory vytvořené srážením CuCrO_4 byly pozorovány 302 dní a dokumentovány fotograficky a vědeckou kresbou. Byl zaznamenáván čas vzniku jednotlivých pásků, měřena jejich šířka a vzájemná vzdálenost. Naměřené hodnoty byly následně zpracovány v programu Microsoft Office Excel a OriginPro (Plhoňová 2008).

Výsledky a jejich diskuze

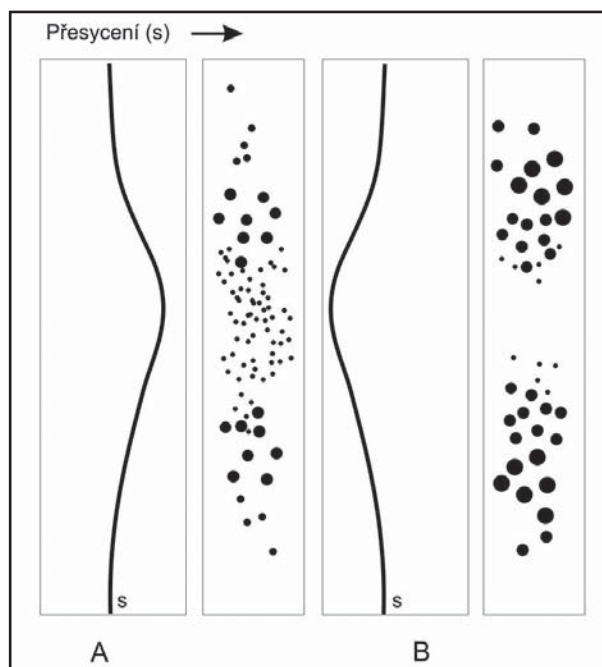
V experimentu jsou chromanové iony rozptýleny rovnoměrně v gelu, který je umístěn ve vertikálně orientované skleněné tubě a krystaly CuSO_4 , případně roztok měďnatých ionů, jsou umístěny na tento gel. Iony mědi difundují gelem a směr difuze je podpořen gravitací. Když se Cu iony setkají s chromanovými iony, reagují a vytvoří nerozpustný CuCrO_4 tmavě zelené, později hnědé barvy. V oblasti největšího přesycení, na rozhraní vnější/vnitřní reagent, vzniká homogenní sloupec sráženiny, který se později také diferencuje do pásků.

Po deseti dnech dochází v kolonách s vyšším obsahem chromanu (označeny A, B a C) ke vzniku prvního pásku sráženiny, který je oddělený vrstvou čistého gelu od sloupce sráženiny. V koloně D, která obsahuje poloviční množství chromanu, vzniká prvního pásek až za 30 dní po aplikaci CuSO_4 . V koloně E, která obsahuje také nižší množství chromanu a rozdíl koncentrací reaktantů je v ní největší, dochází k vytvoření prvního pásku sráženiny až po 50 dnech. Výsledný charakter vzorů v kolonách závisí na počátečních koncentracích reagujících látek.

U kolon A, C, a E směrem od rozhraní vnější reaktant/gel vzrůstá postupně šířka jednotlivých pásků (mocnost 2–7 mm) a zvětšuje se vzdálenost (1–12 mm) mezi po sobě následujícími pásky. Vzory v koloně C se prvních 20 dní experimentu vyvíjejí oscilačně, pravidelně se střídají pásky sráženiny a prázdné prostory mezi nimi ve stejném intervalu. V koloně D vývoj šířky pásků ani mezer nevykazuje tak pravidelný trend jako v prvních třech kolonách.

Od 140. dne trvání experimentu se v kolonách s vyšším obsahem chromanu přestávají tvořit kompaktní pásky a sráženina se vyskytuje jako kulovité izolované shluky. Tyto oblasti jsou mocné několik centimetrů.

Vznik pravidelných páskovaných a skvrnitých vzorů, které vznikaly reakčně-difuzním mechanismem, pravděpodobně ovlivňuje několik zpětnovazebných procesů. Difuzi vnějšího reaktantu do gelu řídí koncentrační gradient ve směru k nižší koncentraci. Rychlost difuze je tím větší, čím je gradient látky v daném směru větší. Rostoucí koncentrace vnějšího reaktantu v gelu snížením koncentračního gradientu zpomaluje rychlost difuze. Přesto dochází



Obr. 2: Schematické znázornění vzniku vzorů. A. Vysoký počet malých částic vzniká při vysokém přesycení. B. Rozpuštění malých částic na úkor růstu větších částic podle jejich průměrné velikosti.

Fig. 2: Schematic sketch of pattern formation. A. High number of small particles is formed at high supersaturation. B. Dissolving of small particles and growth large particles compared to their average size.

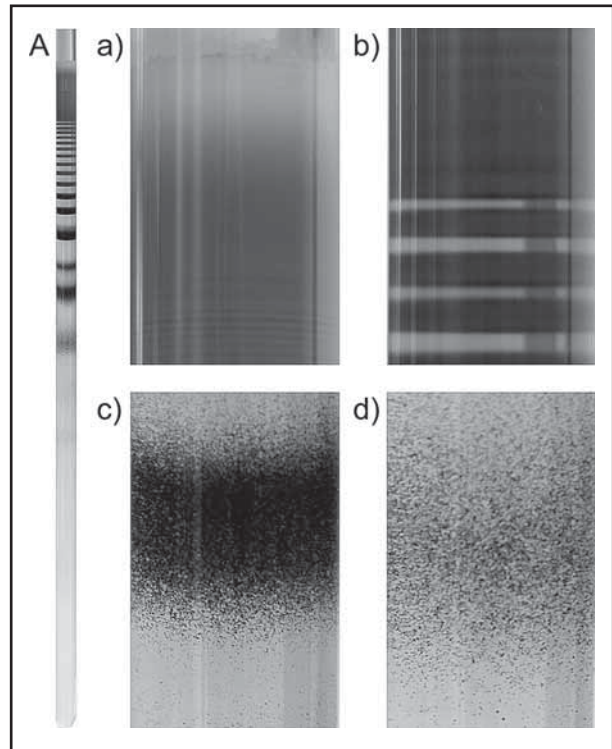
postupně k přesycení roztoků vůči CuCrO_4 a k nukleaci dále rostoucích krystalových zárodků, při které se vnější reaktant spotřebuje. Tato fáze vede opět k nárůstu gradientu a doplnění reagujících ionů difuzí. Čím rychleji je zásobní látka spotřebována, tím rychlejší je difuzní transport. Tento cyklus tvoří zpětnovazebnou smyčku, která obsahuje lichý počet zpomalujících kroků a jedná se tedy o negativní samovyrovňující zpětnou vazbu.

Další samovyrovňující zpětná vazba působí při tzv. Ostwaldově zrání (Ostwald 1925, Ortoleva 1994). Vysoké přesycení produkuje větší počet malých krystalků a při jejich vzniku poklesne koncentrace zásobního roztoku v jejich bezprostředním okolí. Malé zárodky mají za daných podmínek vyšší hodnotu povrchové Gibbsovy funkce a jsou ve srovnání s většími krystalky méně stabilní (mají větší součin rozpustnosti). Rozpouštějí se tím rychleji, čím jsou menší a tedy čím větší bylo původní přesycení. Větší krystalky mají nižší hodnotu Gibbsovy povrchové funkce a nižší součin rozpustnosti, jsou stabilnější a iony uvolněné při rozpouštění malých krystalků jsou vázány na větší, stabilnější částice. V růstu jsou tak podpořeny ty části sraženiny, které nevznikly v oblastech nejvyššího přesycení (obr. 2).

Při vzniku vzorů se primárně uplatňuje rychlost difuze a nutnost dosažení určitého přesycení pro vznik životaschopných zárodků (obr. 3). Jakmile přesáhnou zárodky kritickou velikost, jsou schopny spontánně růst a koncentrace reagentů v jejich okolí poklesne na hodnotu odpovídající součinu rozpustnosti. V oblasti těchto zárodků, které vytvoří z makroskopického hlediska pásek, je postupně vyčerpán i vnitřní reagent a v okolí této oblasti už nikdy žádné zárodky nevzniknou bez ohledu na koncentraci difundujícího reagentu. S rostoucí vzdáleností od takto vzniklého makroskopického pásku roste koncentrace vnitřního reagentu a to umožňuje, aby bylo v kombinaci s difundujícím reagentem opět dosaženo přesycení, které je dostatečné pro vznik růstu schopných zárodků.

S tímto primárním procesem je spřažen proces Ostwaldova zrání, který vede k přerozdělení hmoty mezi malými a velkými krystaly. Protože jej opět řídí difuze a přesycení vůči malým krystalkům, dochází ke vzniku sekundárního páskování uvnitř původně makroskopicky homogenních pásků. Tak vzniká sekundární páskování uvnitř primárních pásků, tedy vzniká další pravidelný vzor.

Provedený experiment je v porovnání s dosud studovanými experimenty (Müller – Ross 2003) značně časově rozsáhlý a jeho výsledky podporují předpoklad, že vzory vznikají spojením difuze a dynamiky vzniku růstu schopných zárodků krystalů. Tvořící se vzory závisí na rychlosti difuze a stupni dosaženého přesycení. Z porovnání vzorů v jednotlivých etapách experimentu vyplývá, že při nižších hodnotách přesycení vznikají částice, které mohou kontinuálně růst poměrně delší dobu, protože koncentrace zásobních látek ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ a K_2CrO_4) není v jejich okolí náhle snížena rozsáhlým vznikem částic. Tyto částice vytvářejí kompaktní pásek sraženiny. V závěru experimentu uvnitř původně homogenního sloupce sraženiny na kontaktu gelu s reagentem dochází k diferenciaci na velmi jemné pásky (obr. 3a). Dochází zde k rozpouštění menších



Obr. 3: Detaily struktury pásků v koloně. a) Vrchní část kolony: Původně homogenní sraženina se rozpouští a je z matrice gelu vymývána difuzí do spodnější části. Ve spodní části výřezu je patrný vznik sekundární páskované struktury z původně homogenní sraženiny v důsledku Ostwaldova zrání. b) Vrchní část kolony: Ve svrchní části výřezu je patrné, že původně homogenní sraženina se postupně „páskuje“ v důsledku Ostwaldova zrání. Ve spodní části výřezu jsou primární pásky, vznikající reakčně-difuzním mechanismem. c) V nižších částech kolony nevznikají v důsledku nižšího přesycení homogenní pásky jemnozrné sraženiny, ale shluk jednotlivých krystalů. d) Čím dále od difuzního rozhraní tím vzniká v důsledku snižujícího se přesycení méně životaschopných zárodků, které však rostou do větší velikosti. Páskovaná struktura shluků však zůstává zachována.

Fig. 3: a) Top of column: Initially homogenous precipitate is dissolved and removed from gel matrix by diffusion to the lower parts. In the lower part of figure there can be seen secondary formed banded structures originating from initially homogeneous precipitate due to the Ostwald ripening. b) Top of column: Top of precipitate is gradually banded due to the Ostwald ripening. Lower part: primary bands are formed by reaction-diffusion process. c) In lower parts of the column there are not formed homogeneous bands but fine-grained precipitate due to the lower supersaturation. There are clusters of separate crystals observable. d) In greater distance from diffusion interface there is formed less nuclei but they can grow to the bigger size. Banded structure of clusters remains.

zárodků, které vznikly v místě největšího přesycení, ovšem po spotřebování látek v důsledku krystalizace nebyly dostatečně stabilní a rozpustily se. Tento materiál je difuzí transportován k již existujícím částicím, které vznikly v místě původně nižších hodnot přesycení.

V pokročilé fázi experimentu jsou koncentrace zásobních látek nižší a tudíž i přesycení a proto není podporován kontinuální růst celého souboru částic, které by vytvořily kompaktní pásek sraženiny. V největší vzdálenosti od kontaktu gelu se zdrojem difundujícího reagentu se

vyskytují oblasti kontinuálně pokryté kulovitými shluky sraženiny (obr. 3d). Po delším časovém úseku se dříve rovnoměrně rozptýlené kulovité shluky sraženiny v gelu formují do pruhů. I tyto struktury dokládají stále probíhající vnitřní dynamiku uzavřeného systému.

Závěr

V realizovaném experimentu docházelo k periodické precipitaci v gelové matrix. Produktem reakčně – difuzního mechanismu byly pásky a později shluky sraženiny, jejichž uspořádání je určeno rychlostí difuze a takovými hodnotami přesycení, které umožňují vznik částic schopných dalšího růstu.

Provedený experiment je v porovnání s dosud studovanými experimenty (Müller – Ross 2003) značně časově rozsáhlý a jeho výsledky podporují předpoklad, že vzory vznikají spojením difuze a dynamiky nukleace a růstu krystalů.

Vznik těchto páskovaných struktur při laboratorním experimentu nebyl důsledkem periodických změn vnějších podmínek. Je pravděpodobné, že i páskované struktury v geologických objektech, např. oscilačně zonální krystaly minerálů v magmatických horninách, vznikají podobně, tedy samouspořádáním a nikoliv jako důsledek pulsujících sekvencí vnějších vlivů při jejich růstu.

Oscilační struktury ovšem mohou vznikat za různých podmínek. Metodou, která může být v budoucnosti použita na rozpoznávání samoorganizace a nelineární dynamiky v přírodních oscilačních vzorech, je fraktální analýza (Turcotte 1997). Pomocí fraktální analýzy a rekonstrukce dynamiky systému z časových řad lze charakterizovat dynamiku systému, za které vzory vznikaly. Pokud je tato dynamika chaotická, je pravděpodobné, že vzory vznikly samoorganizací. Vhodnost těchto metod lze ověřit jejich aplikací na přírodní vzory a následným porovnáním výsledků.

Literatura

- Best, M. – Christiansen, E. H. (2001): *Igneous petrology*. – Blackwell science, Inc. Oxford, pp. 458.
- Fowler, A. – L'Heureux, I. (1996): Self-organized banded sphalerite and branching galena in the pine point ore deposit, northwest territories. – *The Canadian Mineralogist*, 34, 1211–1222.
- Holten, T. – Jamtveit, B. – Meakin, P. (2000): Noise and oscillatory zoning of minerals. – *Geochimica et Cosmochimica acta*, 64, 1893–1904.
- Kai, S. – Müller, S. C. – Ross, J. (1983): Periodic precipitation patterns in the presence of concentration gradients. 2. Spatial bifurcation of precipitation bands and stochastic pattern formation. – *Journal Phys. Chem.*, 87, 806–813.
- Krug, H. J. – Brandstädter, H. (1999): Morphological characteristics of Liesegang rings and their simulations. – *Journal of Physical Chemistry A*, 103, 7811–7820.
- L'Heureux, I. – Jamtveit, B. (2002): A model of oscillatory zoning in solid solutions grown from aqueous solutions: applications to the (Ba, Sr)SO₄ system. – *Geochimica et Cosmochimica acta*, 66, 417–429.
- L'Heureux, I. – Katsev, S. (2006): Oscillatory zoning in a (Ba, Sr) SO₄ solid solution: Macroscopic and cellular automata models. – *Chemical Geology*, 225, 230–243.
- Liesegang, R. E. (1896): Über einige Eigenschaften von Gallerten. – *Naturwissenschaftlichen Wochenschrift*, 30, 353–363.
- Müller, S. C. – Ross, J. (2003): Spatial structure formation in precipitation reactions. – *Journal of Physical Chemistry*, 107, 7997–8008.
- Ortoleva, P. J. (1994): *Geochemical self-organization*. – Oxford University Press, New York.
- Ostwald, W. (1925): Zur Theorie der Liesegang'schen Ringe. – *Kolloid-Zeitschrift*, 36, 380–390.
- Plhoňová, N. (2008): Podmínky vzniku pravidelných vzorů v geologických objektech. MS, PřF MU, 53 str. Brno.
- Shore, M. – Fowler, A. D. (1996): Oscillatory zoning in minerals: A common phenomenon. – *The Canadian Mineralogist*, 34, 1111–1126.
- Turcotte, D. L. (1997): *Fractals and chaos in geology and geophysics*. – Cambridge University Press. Cambridge.

VLIV TĚŽBNÍCH JAM ŠTĚRKOPÍSKŮ NA PODZEMNÍ VODU

Impact of open gravel pits on the groundwater

Lucie Potočarová, Tomáš Kuchovský

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

(14–43 Mohelnice)

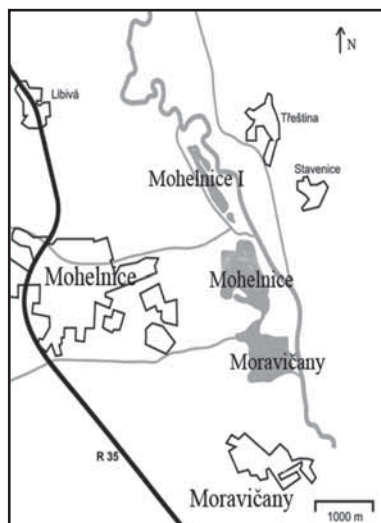
Key words: gravel pit, hydrogeochemistry, pH, Eh, groundwater level

Abstract

Nowadays mining of gravel represents dynamically developing area of mining industry. Mining pits affect not only countryside but also natural processes. They affect primarily height of groundwater levels which are dropping off in the upper area of mining and on contrary increase in the lower part of mining. There are changes also in chemical composition of groundwater and certain mineral are precipitated at the bottom of mining pits. This paper is about studying of these changes with the aid of regular field measuring, comparing the results with older ones and finally with geochemical modelling. Studying of these changes is important for finding out the extend of changes on the area which are caused by mining and whether these changes do not affect on groundwater quality because this area is used as water withdrawal area for Mohelnice city and its neighbourhood.

Úvod

V České republice představuje těžba štěrkopísku jednu z nejdůležitějších těžebních aktivit. Ložiska jsou často situována v rozsáhlých akumulacích kvartérních sedimentů v nivách velkých vodních toků. Během těžby štěrkopísku dochází k zaplňování těchto jam podzemní vodou. Změny ve výšce hladiny, ale také změny chemického složení podzemní vody, se mohou odrazit na její kvalitě. Dobývací prostory (DP) jsou v nivě střední části toku řeky Moravy. Celková plocha všech tří DP převyšuje 100 ha, hloubka těžebních jam dosahuje až 35 m. Těžební jámy jsou situovány ve vzdálenosti 100 až 300 metrů od koryta řeky Moravy (obr. 1). Těžební prostory se samovolně zaplňují podzemní vodou, přitékající z okolních zvodněných písčitéch štěrků. Z toho lze usuzovat na výrazné ovlivnění úrovní hladin a směrů proudění podzemních vod v okolí



Obr. 1: Poloha těžebních prostor.
Fig. 1: Location of gravel pits.

(Kuchovský et al. 2005). Hodnotné území se tedy nachází v akumulacím prostoru fluvialních sedimentů řeky Moravy, která vzhledem k charakteru svého povodí a silně meandrujícímu a neupravenému korytu nad DP Mohelnice I, téměř každoročně vyběhuje, především v období tání sněhové pokrývky v oblasti Jeseníků, a zaplavuje ve vět-

ší či menší míře okolní území. Po směru toku Moravy od DP Mohelnice je koryto regulováno napřímením toku a vyrovnáním rozdílů hladin umělým stupněm. Hydrogeologické poměry na lokalitě jsou do značné míry ovlivněny antropogenní činností, například odvodňováním pozemků, těžbou štěrkopísku, regulací koryta řeky a podobně (Čurda et al. 2001). Vodohospodářský význam Mohelnické brázdy je zdůrazněn vyhlášením Chráněné oblasti přirozené akumulace vod (CHOPAV) Kvartér řeky Moravy, která zaujímá skoro celou plochu údolní nivy Moravy mezi Zábřehem na severu a Řimicemi na jihu. Toto území se také částečně překrývá s CHKO Litovelské Pomoraví (Čurda et al. 2001). Pliopleistocenní sedimenty Mohelnické brázdy mají velký význam pro jímání podzemní vody za účelem hromadného vodárenského zásobování.

Před zahájením těžby v první polovině 20. století se při ložiskových průzkumech pohybovala hladina podzemní vody v prostoru Moravičany-jih na kótě od 246 do 250 m n. m., v prostoru Moravičany-sever (Mohelnice) ca 249 až 251 m n. m. (Kuchovský et al. 2005). Úroveň hladiny důlní vody v DP Mohelnice a Moravičany, které jsou propojeny plavebním kanálem, je stanovena výpustným objektem situovaným na jv. okraji DP Moravičany na kótě 247,1 m n. m., z čehož je patrné, že oproti přirozenému stavu se hladina vody v jezeře Mohelnice I snížila asi o 1,3 metru. Tento umělý zásah související s těžbou štěrkopísku lze považovat pro hydrogeologický režim pravobřežní části údolní nivy Moravy spíše za zlepšení nepříznivého hydrogeologického stavu vyvolaného předchozím napřímením koryta řeky Moravy. Režim podzemních vod v protilehlé, levobřežní části údolní nivy řeky Moravy, v místech bývalého trvale podmáčeného lužního lesa, není těžbou štěrkopísku ovlivňován a stávající stav je podmíněn vymýcením lužních lesů a odvodněním podmáčených ploch pro zemědělskou činnost. V důsledku vyrovnání hladin dochází při s. okraji DP

Moravičany k přítoku podzemních vod do jezera, zatímco při j. okraji naopak důlní vody infiltrují do horninového prostředí. V tomto prostoru se hladina důlní vody nachází o 0,4–0,9 m výše, než hladina okolních podzemních vod. Úroveň hladiny důlních vod v DP Moravičany se pohybuje v závislosti na přítoku podzemních vod do DP Mohelnice. Rozkvyv hladin důlních vod zaznamenaný od roku 2000 dosahuje 0,33 metru v závislosti na přítoku podzemních vod do šterkovny.

Geologie studovaného území

Okolí studované oblasti náleží k horninám spodního karbonu, který je v převážné části území tvořen jílovitými břidlicemi s vložkami drob a drobových pískovců, na J. území převládají droby s vložkami slepenců. Tyto horniny tvoří podloží mladších pokryvných útvarů a na povrch vystupují v nápadné morfologické elevaci na levém břehu řeky Moravy. Kvartérní pokryv je tvořen fluvialními sedimenty Moravy a jejích přítoků, které místy dosahují mocnosti až 100 metrů. Pro sedimentaci je typické střídání zvodněných šterků a písků s vrstvami jílu, které mnohdy vytváří nepropustný artéský strop zvodně a způsobují mírně odlišné tlakové poměry v dílčích hloubkových úrovních mocné zvodně (Pospíšil 2000). Oblast dobývacích prostorů je tvořena spodnoopleistocenními fluvialními šterkopísky v depresích, fluvialními šterkopísky hlavní terasy a fluvialními šterkopísky údolní terasy. Podloží tvoří jíly a písčité jíly. Vlastní ložisková poloha je tvořena sedimenty šterků, v ojedinělém případě šterkovitých písků. Šterkopískové polohy jsou prokládané polohami jílu, písčitého jílu a jí-

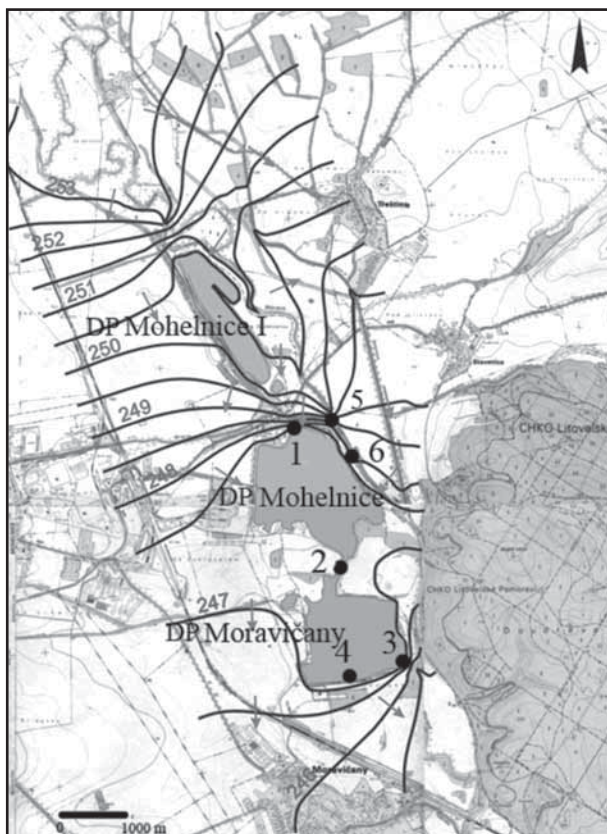
lovitých písků. Mocnosti šterkopísků dosahují v oblasti dobývacích prostorů hloubky až 50 metrů (Pospíšil 2000).

Metodika

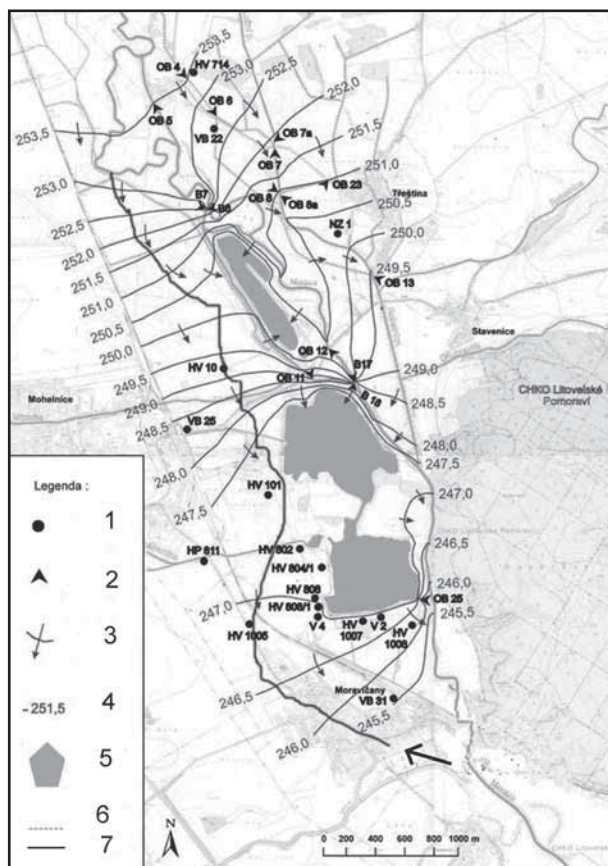
Potřebná data byla měřena na lokalitě jezer Mohelnice I, Mohelnice a Moravičany. Měření probíhalo od 1. 10. 2008 do 1. 10. 2009, vždy v měsíčních intervalech. Během měření se nashromáždila data z 6 měřených bodů, z nichž 4 se nachází v dobývacích prostorech a dva další v korytě řeky Moravy (obr. 2). Body byly voleny tak, aby co nejlépe charakterizovaly změny vlastností důlních vod v prostoru těžebních jam. Byly zde měřeny chemické parametry povrchových vod jako je pH, Eh, konduktivita a teplota. Data z terénního měření byla následně zpracována v programu MS Office Excel tak, aby byly patrné nejen sezónní změny parametrů, ale také změny v rámci celého území. Výsledky chemické analýzy, která byla na lokalitě provedena, byly použity pro vytvoření geochemického modelu v programu Geochemist's Workbench. Po zadání vstupních podmínek, v tomto případě výsledků analýzy povrchové vody, modelovací program automaticky sestaví na základě termodynamické databáze systém nelineárních rovnic a zjistí minimum Gibbsovy funkce. Pokud systém odpovídá minimu Gibbsovy funkce, pak tímto krokem modelování skončilo. Výstup programu ukazuje konkrétní stav systému, v jakých formách jsou jednotlivé složky v roztoku přítomny, jaké jsou jejich aktivní koeficienty atd. Pokud program zjistí, že je systém v nerovnováze – např. přesycený vůči některým minerálům nebo naopak nenasycený, pak pro dané podmínky najde rovnováhu a parametry systému příslušně opraví tak, že například rozpustí nebo vysráží určité množství minerálů, změní redox potenciál a na výstupu je uveden rovnovážný stav, ke kterému bude systém směřovat (Zeman 2007).

Diskuze

Pro co nejpřesnější zjištění chemických parametrů podzemní a povrchové vody byla prováděna měření v rámci jednoho roku na vybraných bodech v oblasti dobývacích prostorů. Místa měření byla vybrána tak, aby byly co nejpřesněji patrné změny, které zde probíhají při průtoku podzemní vody šterkovnami. Zonálně bylo měření prováděno ve vrtech v okolí šterkoven i na vodní ploše. Při porovnání hodnot konduktivity z terénního měření a ze zonálního měření bylo zjištěno, že těžba ovlivňuje režim podzemních vod jen do vzdálenosti do 200 metrů od DP Mohelnice I, do 100 metrů od DP Mohelnice a do 400 metrů od DP Moravičany (obr. 3). Uvnitř této oblasti byly hodnoty konduktivity až o polovinu nižší než vně oblasti, kde dosahovaly až $1\,300\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Na východě oblasti je zóna ovlivnění ukončena řekou Moravou, která zde tvoří okrajovou podmínku a za ní již ovlivnění neprobíhá. Pomocí geochemického modelování bylo zjištěno, že se v dobývacích prostorech sráží pyroluzit (MnO_2), $\text{Fe}(\text{OH})_3$ a také kalcit. Do modelu byly zadávány údaje z chemických analýz. Při porovnávání naměřených chemických parametrů podzemní i povrchové vody bylo potvrzeno, že jsou zde patrné sezónní trendy, kdy Eh nebo pH mají v určitém období podobný vývoj. Jinak tomu ale



Obr. 2: Poloha měřených bodů.
Fig. 2: Location of measured points.



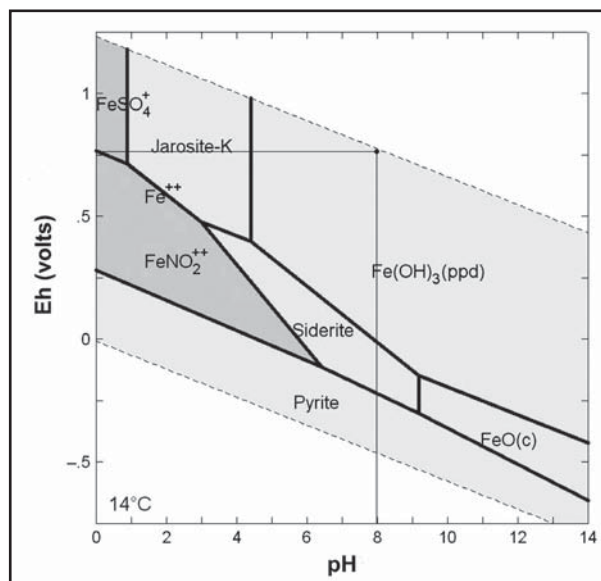
Obr. 3: Oblast ovlivněná dobývacími prostory. Vysvětlivky: 1 – hydrogeologický vrt, 2 – odměrný bod povrchových vod, 3 – hydroizohypsy a směr proudění podzemních vod, 4 – úroveň hladiny, 5 – hranice dobývacích prostor, 6 – systém odvodňovacích kanálů, 7 – hranice oblasti ovlivnění.

Fig. 3: Area influenced by gravel pits. Legend: 1 – hydrogeological bore, 2 – measured point of surface water, 3 – groundwater-tabel contours and flow directions, 4 – groundwater level, 5 – gravel pits boarder, 6 – drainage system, 7 – boarder of influenced area.

bylo v geochemickém modelování. Zde se trendy netvořily, docházelo ke srážení stejných fází ve všech modelovaných obdobích. K vysrážení kalcitu ve vodném prostředí dochází díky snížení koncentrace CO_2 v roztoku. V této souvislosti se také uvažuje o ovlivňování chemických parametrů organismy žijícími ve vodě. Jelikož geochemický model neukázal sezónní výkyvy v množství vysráženého kalcitu, mohlo by se jednat o aktivitu organismů, jejíž sledování nebylo součástí práce, a která by měla být vyšší v teplejších částech roku. Z chemických analýz a také z terénního měření je patrné, že na lokalitě dochází k trendům ve vývoji chemických parametrů nejen podzemní, ale i povrchové vody. S použitím analýz z povrchové vody, které byly zadány do modelovacího programu, vyplynulo, že v prostoru jezer dochází ke srážení pyroluzitu a $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (obr. 4) a při zrovnovážení podzemní vody z vrtu s atmosférou došlo navíc k vysrážení kalcitu (obr. 5).

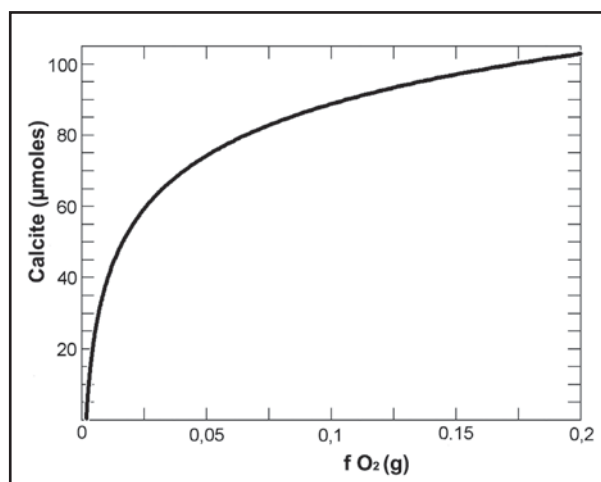
Závěr

Pokud tedy nedošlo ke zjištění sezónních trendů pomocí geochemického modelování, je nasnadě uvažovat o ovlivnění chemických procesů vodními organismy. Vlivem těžby zde došlo k vytvoření těžebních jam a tím



Obr. 4: Výstup z programu Geochemist's Workbench s vyznačenými hodnotami pH a Eh.

Fig. 4: Output from Geochemist's Workbench with values of pH and Eh indicated.



Obr. 5: Výstup z programu Geochemist's Workbench.

Fig. 5: Output from Geochemist's Workbench.

pádem ke změně směru proudění podzemní vody a také ke změně jejího chemického složení. Podle vyhodnocení dat z archivních měření zde dochází k vytvoření prostoru v okolí šterkoven, který je ovlivněn těžbou, jehož hranice jsou z východu dané tokem řeky Moravy a na západě je předpokládaná hranice, za kterou toto ovlivnění již nesahá. Tato hranice byla zjištěna pomocí vyhodnocení dat naměřených ve vrtech. Parametry podzemní vody naměřené vně vyznačené oblasti (v oblasti těžbou neovlivněné) se výrazně lišily od hodnot z vrtů, které se nachází uvnitř této oblasti. Podzemní voda vně vyznačené oblasti má konduktivitu dosahující v hloubce 16 metrů až $1\,330\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ a voda, která je v těžbou ovlivněné oblasti, má konduktivitu v rozmezí hodnot 200 až $600\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Vysokou konduktivitu kolem $1\,330\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ mohou také způsobovat průmyslová hnojiva používaná na zlepšení kvality zemědělské produkce, která zabírá většinu okolí dobývacích prostor.

Literatura

- Čurda, J. – Hanžl, P. – Havlíček, P. – Koverdinský, B. – Manová, M. – Majer, V. – Miller, V. – Otava, J. – Rejchrt, M. – Rýda, K. – Skácelová, D. – Šamanský, K. (2001): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000, list Mohelnice. – 70 str., ČGÚ Praha.
- Kuchovský, T. – Říčka, A. – Červenková (2006): Impact of Gravel Pits on Ground water: Case study of Gravel Pits Near the Mohelnice City, Czech republic. – In: Mine Water and the Environment PROCEEDINGS, 10th International Mine Water Association Congress, June 2.–5. 2008, Karlovy Vary, Czech Republic, 69–72.
- Pospíšil, O. (2000): Hydrogeologické a hydrologické poměry DP Mohelnice, Mohelnice I a Moravičany. Monitoring pro knihu odvodňování – I. Etapa, květen 2000. – 12 str., Aquaprotec s. r. o. Brno.
- Zeman, J. (2007): Interakce vody s atmosférou a minerály. Modelování stability přírodních anorganických systémů. – MS, 97 str., MU Brno.

FOSILNÍ SESUVY V NEOGENNÍCH MOŘSKÝCH JÍLECH NA SEVERU BRNĚNSKÉ AGLOMERACE – PODCENĚNÝ ASPEKT PRO ZALOŽENÍ OBYTNÝCH STAVEB

Underestimated aspect of the building foundations – paleo-landslides in Neogene marine clays in the north part of Brno city

Ivan Poul^{1,2}, Oldřich Krejčí¹, František Hubatka³

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

² Vysoké učení technické v Brně, FAST, Ústav geotechniky, Veveří 95, 602 00 Brno

³ Kolej Consult a servis s. r. o., Křenová 131/35, 602 00 Brno; e-mail: hubatka@kcas.cz

(24–32 Brno)

Key words: Landslide, Neogene, clay, weathering, georadar-sections, VES

Abstract

This text is focused mainly on landslide-affected clays and clayey soils taken from the Brno-Medlánky territory. The clays based on mechanical properties are in fact the most complicated types of soils. They are 3D expandable, unstable in volume, mostly with low level of bearing capacity and susceptible for landsliding. The Brno Neogene type of clay is overconsolidated and significantly anisotropic. Secondary anisotropy (tectonically and by landslides generated shear zones) reflects seriously the results of the mechanical tests. Geo-radar measurements and boreholes proved the landslide observations; the human-reactivated landslide in Medlánky was radiometrically dated to be older than 40 KY.

Úvod

Na s. okraji brněnské aglomerace v městské části Brno-Medlánky započala v první polovině roku 2005 výstavba rozsáhlého sídliště na půdě, která byla doposud využívána pouze pro zemědělské účely. Před zahájením stavby proběhly dvě etapy inženýrskogeologického průzkumu, během něhož geolog provedl pouze několik maloprofilových mělkých sond. Geolog v závěrečné zprávě vyhodnotil staveniště nesprávně druhou geotechnickou kategorií, doporučil plošné založení staveb a navrhl způsob svahování stavební jámy (Grünvald 2003). Projekt stavby vycházel tedy pouze z rozsahem nedostatečného a špatně provedeného průzkumu. Během provádění stavebních jam, určených pro hlubinné založení (navrhl projektant) a výstavbu suterénu, došlo vlivem podříznutí svahu ke vzniku relativně rozsáhlého sesuvu, který posléze ohrožoval výstavbu. Vlivem zplastizování zeminy došlo občasné až k sesutí zeminy z pod základových desek, čímž došlo k obnažení hlubinných základových konstrukcí. Vzniklý sesuv byl na doporučení projektanta stavby (nad probíhající výstavbou) sanován kotvenou pilotovou stěnou, sesouvající se zemina z pod základové spáry byla zadržena štetovou stěnou. Sesuv na staveništi v Medláncích se stal zajímavou „atrakcí“ pro stavební inženýry a geotechniky a současně se stal předmětem výzkumu Ústavu geotechniky FAST VUT v Brně a České geologické služby.

Geologická situace

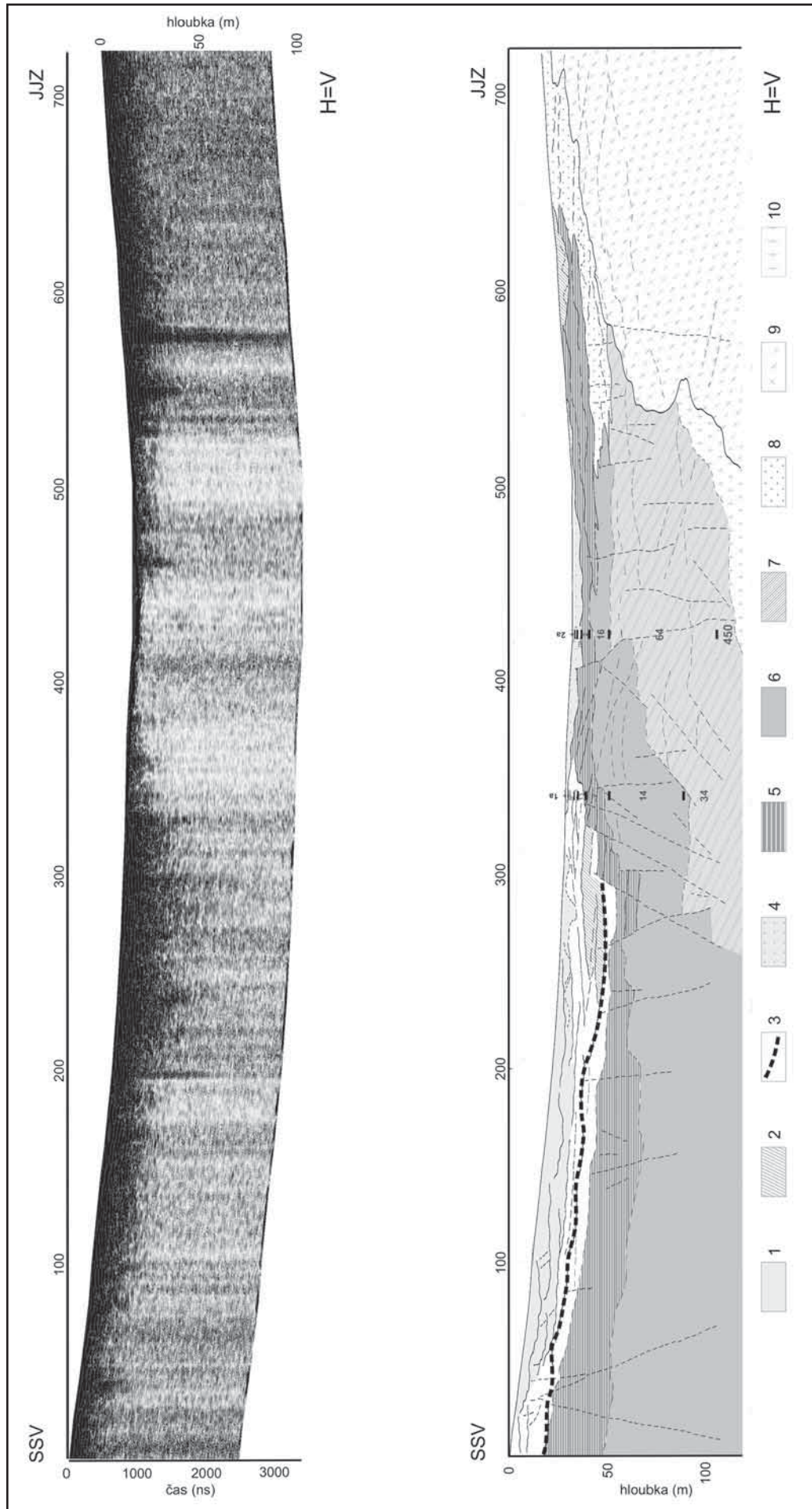
Geomorfologicky území leží na styku Brněnské kotliny a Řečkovicko-Kuřimského prolomu. Terén je mírně svažité (přibližně 1 : 10–1 : 12) uklánějící se směrem k Z k Medláneckému potoku, nadmořské výšky se pohybují v rozmezí 220–270 m n. m. Na základě mikropaleontologického rozboru je svah budován neogenními vápnatými jíly, tzv. „tégly“, spodnobadenského stáří (P. Tomanová

Petrová, ústní sdělení). Z provedených vrтанých sond vyplývá, že nejvrchnější vrstvy tvoří kvartérní pokryv ornice a spraše. Hluběji byly zastíženy zvětralé rezavo-šedé jíly, od hloubky přibližně 12 m pod povrchem leží šedo zelené jíly. Na základě provedených sond VES (vertikální elektrické sondování) je hlubší výplň Řečkovicko-Kuřimského prolomu zřejmě budována neogenními písky a pískovci v nadloží granitoidů brněnského masivu. Analogie písků a pískovců lze srovnávat se sedimenty z Černovické terasy na J Brna. Celkovou mocnost neogenních sedimentů lze z gravimetrických studií odhadnout na první desítky metrů (Šrámek, ústní sdělení).

Geofyzikální měření

Georadarové měření bylo realizováno na třech profilech L0, L1 a L2 o celkové délce 1 158 m geofyzikálním radarem PULSE EKKO PRO kanadské firmy Sensors & Software při frekvenci 50 MHz, s rozstupem antén 4 m a prodlouženou dobou registrace 3 000 ns. Krok měření byl 0,5 m, počet měření (stack) na trasu byl 64. Naměřené výsledky na radarových profilech byly podrobeny zpracování v běžném režimu s použitím programového souboru EKKO View Deluxe. To zahrnovalo patřičné zesílení signálu, filtraci šumu, zjištění a zavedení skutečné rychlosti šíření signálu. Poté byly jednotlivé řezy vytištěny. Po revizi takto upravených terénních záznamů bylo provedeno nadstavbové zpracování dat, které zahrnovalo migraci, výpočet okamžitých fází (Hilbertovy transformace) a zavedení reliéfu terénu – topokorekce.

Pro převod časových radarových řezů na hloubkové byla zvolena průměrná hodnota rychlosti šíření elektromagnetických vln, která byla stanovena na základě měření CMP (společný reflexní bod) na lokalitě. Pro konstrukci hloubkových řezů byla na základě tohoto měření stanovena průměrná hodnota efektivních rychlostí 0,07 m/ns.



Obr. 1: Geofyzikální profil P0 přes nestabilní svah na novém sídlišti Brno-Medlány, vrt Medlány-1 je situován v místě nestabilního tělesa a), b) interpretace. Vysvětlivky: 1. vymezení stávajícího sesuvu, 2. vymezení staršího sesuvu, 3. báze sesuvných pohybu, 4. kvartér, 5. jíly (nízké odpory, baden), 6. písčité jíly (baden), 7. písky (vyšší odpory, baden), 8. deluviální komplex, 9. skalní podloží (metabazit), 10.) zvětraliny a svahoviny (předbadenské).

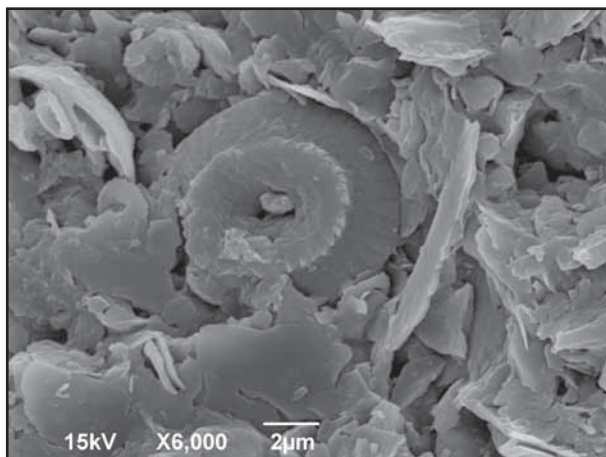
Fig. 1: Geophysical profile P0 across the non-stable slope (Brno-Medlány), borehole Medlány-1 can be found where the mass is unstable a), b) interpretation, key: 1. recent landslide, 2. fossil landslide, 3. shear zone, 4. Quaternary, 5. clays (low counteraction, Badenian), 6. sandy clays (Badenian), 7. sands (higher counteraction), 8. deluvial deposits, 9. bedrock (metabasite), 10. weathered rock, deluvial deposits (before Badenian).

Tato rychlost odpovídá badenským jílům. Kvalita georadarových záznamů je velmi dobrá. Užitečný signál byl registrován minimálně do hloubek 30 m. Interpretace georadarových profilů byla zaměřena na primární vymezení georadarových facií a reflexních rozhraní, tj. na vymezení hlavních sesuvných struktur, hlavně pak na lokalizaci báze sesuvu. Pro vymezení hlubších struktur, okraje krystalinika a tektonických linií bylo využito zpracování v režimu okamžitých frekvencí. Na základě primární interpretace georadarových profilů byl sestaven geologicko-geofyzikální řez v měřítku 1 : 1 000/1 : 500, ve kterém je rozpracována vnitřní struktura zájmového sesuvného území (obr. 1).

Za účelem litologického zařídění georadarových facií byly odměřeny dvě sondy VES. Podmínky pro měření nebyly ideální, a tak je nutné výsledky brát jen jako orientační údaj. Podle měrných odporů, které se postupně zvyšují s hloubkou, se ukazuje, že v podloží badenských jílů (dle vrtného průzkumu sondy Medláanky-2 hlouběji než 25 m) se může nacházet písčité komplex, který může tvořit elevační strukturu.

Geotechnické poměry

Pro získání geomechanických charakteristik byly autory příspěvku v místě staveniště v Medláankách provedeny dva inženýrsko-geologické vrty (Medláanky-1 a Medláanky-2). Vrt Medláanky-1 byl situován přímo na tělese sesuvu. Z petrologického popisu všech vrtů vyplývá, že přibližně svrchních 12 m je tvořeno pokryvem, který vznikl zvětráváním, sesouváním a přeplavováním obnažených partií spodnobadenských jílů. Tyto jíly jsou tvořeny převážně smíšeněvrstevným illit/smektitem, smektitem, illitem, kaolinitem, křemenem, živci a případně karbonáty, které jsou obsaženy zejména ve schránkách mikrofosilií (obr. 2)



Obr. 2: Karbonáty jsou vázány převážně na schránky drobných fosilních organismů, okolí tvoří krystalicity illit/smektitu (foto Škoda a Poul).

Fig. 2: Carbonates are mostly bound on the little fossil organisms' shells, illite/smectite crystals form surroundings (photo by Škoda and Poul).

a občasné sádrovcovými druhy (Poul – Koubová 2008). Dle normy ČSN 73 1001 lze neogénní zeminy zařadit jako F8 CV, dle ISO 14688-1 Cl, siCl a clFSi. Velký obsah expandabilních minerálů způsobuje typickou vlastnost

jílů – objemovou nestálost. Hluběji byly zastiženy typické šedo zelené jíly pevné konzistence, které lze zařadit dle ČSN 73 1001 jako F8 CV a od 22,3 m až na bázi vrtu Medláanky-2 (25,0 m) se jedná o zeminy F7 MV (hodnocené dle ISO 14688-1 Cl).

V profilu průzkumného vrtu Medláanky-1 bylo potvrzeno velké množství dílčích smykových ploch. Na některé z nich jsou vázány výskyty sádrovců. V profilu Medláanky-1 byly potvrzeny minimálně 3 významné smykové plochy. Vzhledem k tomu, že se jíla chová křehce a snadno se láme, nejedná se obvykle o plochu jedinou, ale o soubor více ploch, na kterých byl současně, či střídavě uskutečňován pohyb. Tyto smykové plochy zásadně ovlivňují smykovou pevnost jílu při smykových zkouškách. Ve vrtu Medláanky-1 byl v hloubce 17,0 m nalezen na staré smykové



Obr. 3: Pohřbené fosilní dřevo na smykové ploše vzniklé sesuvným pohybem svahu, vrt Medláanky-1, hloubka 17,0 m.

Fig. 3: Buried fossil wood on the shear zone created by downhill movement of the slope, borehole Medláanky-1, depth 17,0 m.

ploše úlomek téměř rozloženého dřeva (obr. 3), který byl radiometricky datován. Velmi zajímavým zjištěním je narůstání vlhkosti zeminy od povrchu směrem do podloží (23,4–38,7 %). Ve vrtu Medláanky-2 byly zjištěny smykové zóny 17,8–18,2 m (potvrzen další výskyt uhlíkatého dřeva) a 24,5–25,0 m (Poul 2009). Dále bylo zjištěno, že během zvětrávání jílu dochází také k rozvolňování vazeb ve smíšeněvrstevném illit/smektitu a dochází k vyplavování K⁺, tímto se zvyšuje poměr smektitu k illitu. Zvýšení obsahu smektitu způsobuje nárůst adsorbační kapacity vody do zeminy, snižování konzistence a současně smykové pevnosti jílu. Toto je patrné na nárůstu efektivního úhlu vnitřního tření (21–22°) a koheze (32–75 kPa) směrem do hloubky. V případě měření velikosti totálních smykových parametrů dochází vlivem existence fosilních smykových ploch k poklesům pórových tlaků během namáhání a výsledky vykazují hodnoty, které nelze ztotožňovat s moderním pojetím mechaniky zemín.

Diskuze

Na lokalitě Brno-Medláanky byly provedeny dva studijní vrty: jeden v těle aktivního sesuvu, druhý na dočasně stabilním svahu. V tělese sesuvu byla zjištěna inverze nárůstu vlhkosti zeminy (narůstá směrem do hloubky v kontradikci s vrtem Medláanky-2), což může být způ-

sobeno prohnětením zeminy s vodou během sesuvného pohybu. Dřevo nalezené v průzkumném vrtu Medláanky-1 v hloubce 17 m bylo evidentně pohřbeno během svahového pohybu. Bylo nalezeno na fosilní smykové ploše a podle radiometrického datování je starší než 40 000 let. Z uvedeného vyplývá, že sesuv, který vznikl důsledkem nešetrného zásahu člověka, byl reaktivovaným fosilním sesuvem. Ze studia fotografií smykových ploch jílu pořízených pod elektronovým mikroskopem vyplývá, že pokud je jíl smykově porušen, dochází na ploše ke změně uspořádání krystalitů jílových minerálů. Současně zde dochází ke změně vlhkosti vlivem dilatačního chování a nasávání vody z okolí. Tato smyková plocha se nikdy úplně „nevyhojí“ a smyková pevnost je zde značně oslabená. Po smykových plochách potom mohou snadněji migrovat fluida, klesá konzistence zeminy a povrchová voda migrující v jílu způsobuje další zvětrávání.

Závěr

Zkoumaný svah pod sídlištěm v Brně-Medláankách je evidentně paleosesuv, který byl reaktivován nesprávně navrženými zemními pracemi. Těleso sesuvu je dobře patrné na geofyzikálním profilu (obr. 1). V povrchových partiích jílového masivu dochází ke zvětrávání illit/smektitu za vzniku smektitu a snad i ke zvětrávání kalcitu, na jehož úkor krystalizuje sádrovec. Sádrovec je patrný zejména na fosilních smykových plochách. Smykové plochy mohou být způsobené fosilními svahovými deformacemi, mohou souviset s dozníváním alpínského vrásnění a nebo mohly vzniknout konsolidačními procesy. Migrující voda v trhlinách způsobuje další zvětrávání, měknutí a tím i snížení pevnosti jílu. Velký vliv na zvětrávání jílu a změny struktury má i promrzání. Dlouhodobým intenzivním zvětráváním jílové zeminy se postupně zhoršují původní stabilní poměry do té míry, až nastane sesutí svahu. Ke vzniku sesuvů docházelo v místě sídliště i v dávné minulosti (doložen je sesuv starší než 40 000 let). Jedná se tedy o kontinuální proces spojený s erozí neogenního jílu probíhající zřejmě již nedlouho po ústupu spodnobadenského moře (16,5 Ma).

Poděkování

Rádi bychom poděkovali R. Škodovi za pomoc s prací na elektronovém mikroskopu.

Literatura

- Grünvald, Z. (2003): Inženýrsko geologický průzkum pro bytové domy Brno-Medláanky. – MS, HIG geologická služba. Brno.
 Poul, I. (2009): Vliv mineralogického složení na mechanické chování zemin. – MS, disertační práce, FAST, VUT v Brně.
 Poul, I. – Koubová, M. (2008): Mechanické vlastnosti překonsolidovaných jílu v brněnské aglomeraci. – Sekurkon, Zakládání staveb, 36, 137–142. Brno.

IDENTIFIKACE (DIS)KONEKTIVIT VODNÍCH TOKŮ ZA VYUŽITÍ MAKROGRANULOMETRICKÉ ANALÝZY KORYTOVÝCH SEDIMENTŮ (MORAVSKOSLEZSKÉ BESKYDY)

Identification of stream (dis)connectivity with the use of macrogranulometric analysis of channel bed sediments (the Moravskoslezské Beskydy Mts.)

Václav Škarpich, Tomáš Galia, Jan Hradecký, Jan Peč

Katedra fyzické geografie a geoekologie, PříF Ostravská univerzita, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava; e-mail: skarpich@centrum.cz

(25–23 Rožnov p. R., 25–22 Frýdek-Místek, 25–24 Turzovka)

Key words: Silesian Unit, Moravskoslezské Beskydy Mts., (dis)connectivity, particle-size analysis, gravel bed

Abstract

This paper brings evidence on sediment distribution trends in longitudinal profiles of Beskydian high gradient streams. High gradient streams play an important role in the context of fluvial (dis)continuum as they represent a source of sediment for downstream parts of catchments. The main instrument in the identification of river basin (dis)connectivity was grain-size analysis and fluvial-geomorphological mapping. In addition, bedload material transport force was computed for sections in the vicinity of gauging station. The research comprised the study areas of the Býčinec Basin, the Velký Lipový Basin and the Malá Ráztoka Basin.

Úvod

Sedimenty v korytě vodního toku hrají nezastupitelnou roli ve fluvialním systému. Zvyšují drsnost koryta a působí tím na další složky geosystému. V Moravskoslezských Beskydech se setkáváme u vysokogradientových toků se silnou rozkolísaností v distribuci dnových splavenin v podélném profilu. Tato rozkolísanost je ovlivněna jak přirozenými, tak antropogenními procesy. Významnou roli hrají tzv. bariéry a nárazníkové zóny (Fryirs et al. 2007), které působí na prostorové rozmístění sedimentů v korytě. Bariéry definujeme jako diskonektivity ovlivňující pohyb sedimentů v korytě a nárazníkové zóny jako formy zabráňující vstupu sedimentů do koryta (Fryirs et al. 2007). Změny v distribuci korytových sedimentů v horních částech povodí mají výrazný vliv na koryto-nivní systém v dolních úsecích toku. Tyto změny jsou v současné době způsobeny vybudováním údolních nádrží, dále pak úpravami koryt vodních toků, především výstavbou přehrázek a opevňováním břehů. Zmiňované případy transformují přirozený posun sedimentů a akcelerují tak erozní a akumulaciční procesy. Makrogranulometrická analýza korytových sedimentů představuje vhodný nástroj k pochopení erozních, akumulacičních a transportních procesů vysokogradientových toků. V předkládaném příspěvku jsou hodnoceny granulometrické parametry a transportní charakteristiky umožňující identifikaci (dis)konektivit ve fluvialním systému beskydských vysokogradientových toků, a to Býčince, Velkého Lipového potoka a Malé Ráztoky.

Metodika

Z hlediska makrogranulometrické analýzy je významná především povrchová vrstva sedimentů, což je vrstva o mocnosti průměru jedné částice, vystavené v kterémkoliv bodě povrchu říčního dna (Bunte – Abt 2001).

Metoda je založena na měření os jednotlivých klastů této povrchové vrstvy.

Informace o sedimentech povrchu dna lze získat pomocí tří základních postupů. První z nich je měření v linii (pebble counts), kdy se sbírají a měří klasty v pravidelných rozestupech napříč korytem. Nevýhodou této metody jsou chyby, které mohou vzniknout především kvůli tendenci sbírat větší klasty. Pro zaručení náhodnosti bylo navrženo několik způsobů sběru klastů. Bunte – Abt (2001) doporučují odběr od břehu ke břehu (bank-to-bank) podél měřicího pásma. Wolman (1954) navrhl odběr sedimentů napříč korytem naslepo stylem pata-palec. Bevenger – King (1995) uvádějí ještě sběr částic cik-cakovitě (zig-zag) proti proudu, ale tato metoda není příliš využívána geomorfology především z hlediska zajištění vhodnosti kvalitativních dat pro konstrukci distribučních křivek. Druhou variantou je měření v mřížce (grid counts), kdy vybíráme částice z rovnoměrně rozdělených uzlových bodů mřížky. Třetí metodou je plošné měření (areal samples), kdy dochází k měření všech klastů vyskytujících se na dané ploše, aniž by byly zahrnuty podpovrchové částice. Moderní alternativou měření povrchové vrstvy sedimentů je digitálně-fotografický sběr dat za využití softwarového řešení Digital Gravelometer (Graham et al. 2005). Pro dané vodní toky bylo při sběru dat využito měření v linii metodou Wolman (1954) na reprezentativních úsecích vždy v celé délce toku. Pro každý měrný profil bylo vybráno právě sto náhodných klastů. Ke zjištění (dis)konektivit v podélném profilu bylo využito tří v zrnitostní analýze důležitých indexů, a to index velikosti klastu (nominal diameter), který by se měl po proudu toku zmenšovat vlivem fluvialního opracování jednotlivých klastů, a který vychází ze vztahu: $D_n = (a*b*c)^{1/3}$, kde a , b , c jsou jednotlivé osy klastů (Bunte – Abt 2001). Dále index tvaru klastu, který je vyjádřen vztahem: $i = (b*c/a^2)^{1/3}$. Směrem po proudu

by se měla hodnota tohoto indexu následkem fluvialního opracování blížit právě jedné (Bunte – Abt, 2001). Dalším využívaným ukazatelem je index vytrídění charakterizující rozpětí velikostního rozložení. V rámci výzkumu byl pro výpočet této charakteristiky použit Inmanův (1952) vztah: $S_i = (\psi_{84} - \psi_{16})/2$, kde ψ_{84} a ψ_{16} jsou percentily ze souboru sedimentů převedených do stupnice ψ (psi), běžně užívané pro měření velikosti klastů nad 2 mm. Z měření provedeného v metrické stupnici lze ψ jednoduše vypočítat na základě rovnice: $\psi = \log(D_i)/\log 2$, kde D_i je délka osy b v milimetrech (Bunte – Abt 2001).

Problematika fluvialního transportu dnových sedimentů na toku Malá Ráztoka byla řešena pomocí Karman-Prandtl-Keulegenovy rovnice, která pro vysokogradientové toky a heterogenní dnové sedimenty za předpokladu, že všechny klasty jsou za vysokých N-letých průtoků ponořeny, nabývá tvaru: $\tau_b = u^2 \cdot \rho \cdot k^2 \cdot (\ln 14,4)^2$, kde τ_b (tau) je dnové tečné napětí, u průměrná rychlost proudění, ρ hustota vody a k von Karmanova konstanta $\sim 0,4$. Rychlost byla odvozena ze známých N-letých průtoků pomocí exponenciální závislosti průtoků na průměrné rychlosti proudění ve vysokogradientových tocích, která se dle Lee – Fergusona (2002) pohybuje mezi hodnotami 0,51–0,84. Zpětný výpočet této rovnice přes kritické tečné proudění

(Shieldsův parametr θ) pak zní: $\tau_b = \theta \cdot g \cdot (\rho' - \rho) \cdot D_{84}$, kde g je gravitační zrychlení $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ a ρ' je měrná hmotnost ponořeného klastu (v našem případě godulský pískovec ca $2\,500 \text{ kg.m}^{-3}$). Pro parametr θ používáme hodnotu 0,045 pro volně uspořádané heterogenní sedimenty. Ze známého dnového tečného napětí lze následně vyjádřit délku osy b klastu, který může být za uvedeného dnového tečného napětí uveden do pohybu (Zimmermann – Church 2002).

Výsledky

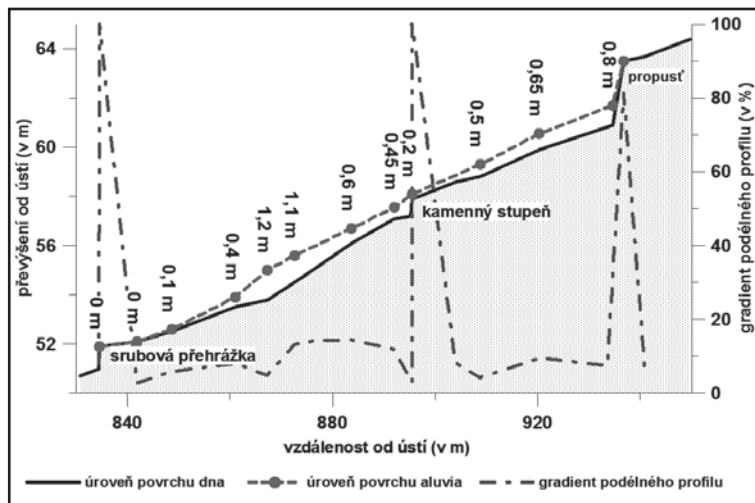
Ze získaných hodnot zrnitostního složení v povodí Býčince je patrné, že v podélném profilu není zachycen trend postupného zjemňování sedimentů s narůstající délkou toku (tab. 1). Index velikosti klastů vykazuje silnou rozkolísanost. Tyto výkyvy jsou v korelaci s jednotlivými (dis)konektivitami identifikovanými v rámci fluvialně-geomorfologického mapování. V podélném profilu je patrný výrazně zvyšující se trend ve střední části toku (tab. 1), daný svahovou deformací v přímém kontaktu s korytem. Koryto zde vytváří hluboce zařízlý úsek stržového charakteru a je přímo zásobováno sedimenty z boční a hloubkové eroze. Index tvaru vykazuje slabě rozkolísaný průběh, způsobený střídáním méně odolných jílovců a odolnějších pískovců ve flyšové stavbě Moravsko-slezských Beskyd, které jsou dodávány do vodního toku hloubkovou a boční erozí. Na lokální úrovni je patrná silná hloubková eroze v oblasti ř. km 0,83–0,94 (obr. 1), zapříčiněná křížením místní komunikace s vodním tokem a stavbou propustě. Nad propustí (ve směru proti proudu) dochází k výraznému rozšíření nivy se šterkovými lavicemi porostlými vegetací. Pod propustí dochází tzv. efektem hladové vody (sensu Kondolf 1997) vlivem hloubkové eroze k zahloubení koryta. Níže po proudu je eroze zastavena srubovou přehrázkou, zahloubení toku je utlumeno a pod přehrázkou je opět nastartována akcelerovaná hloubková eroze. Zahloubení toku pod propustí se pohybuje kolem hodnoty 0,8 m (obr. 1). Index velikosti klastů pod propustí činí 6,83 (tab. 1). Tato hodnota ukazuje na nárůst velikosti klastů a je způsobená hloubkovou erozí. Níže po proudu za srubovou přehrázkou (ve směru proti proudu) má index

říční kilometr	zrnitostní charakteristiky		
	délka osy b (v cm)	index velikosti Dn*	index tvaru i*
0,05	6,26	5,61	0,6
0,25	6,8	6,07	0,61
0,48	6,43	6,03	0,64
0,56	7,67	6,81	0,61
0,65	7,96	7,40	0,62
0,84	4,52	4,16	0,61
0,92	7,58	6,83	0,63
1,11	4,95	4,36	0,59
1,3	6,77	6,27	0,61

Tab. 1: Přehled zrnitostních charakteristik sedimentů v podélném profilu vodního toku Býčince, *dle metodiky Bunte – Abt (2001).
Tab. 1: Grain-size parameters of sediments in longitudinal profile of the Býčinec Brook, *after the methodology Bunte – Abt (2001).

velikosti hodnotu 4,16 (tab. 1), což je dáno větším vytríděním z důvodu lokálního snížení gradientu a unášecí kapacity toku, čímž dochází k zastavení transportu a akumulaci sedimentů nad přehrázkou.

V korytě vodního toku Velkého Lipového potoka metodou Wolman (1954) z odebraných vzorků klastů vyplývá, že bariéry a nárazníkové zóny představují výrazné ovlivnění trendu zrnitostní frakce v podélném profilu. Vypočítané hodnoty percentilů D_{25} , D_{50} , D_{75} a D_{84} ukazují na hloubkovou erozi a výskyt hrubších frakcí před bariérami (ve směru proti proudu), který je patrně způsoben tzv. efektem hladové vody (Kondolf 1997) a odnosem jemnější frakce pod bariérou. Existence nárazníkových zón může být identifikovatelná výskytem hrubších frakcí z důvodu absence dodávky sedimentů

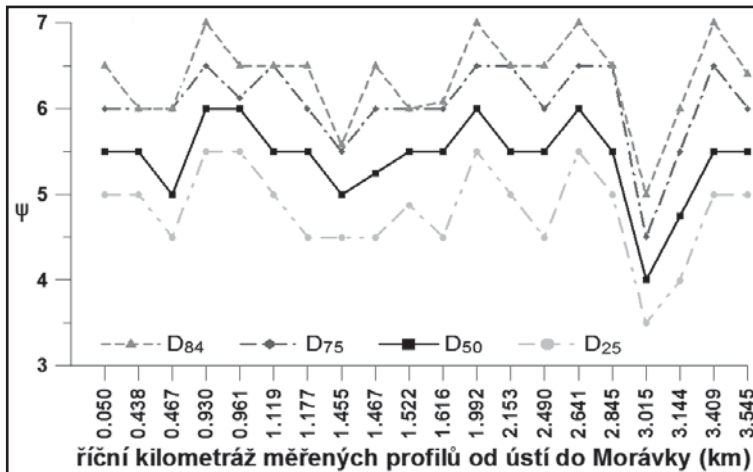


Obr. 1: Podélný profil části koryta s projevy hloubkové eroze dna.
Fig. 1: Longitudinal profile of the channel reach with level of deep erosion.

Říční km	Horninové složení	Klasifikace koryta*	D ₂₅	D ₅₀	D ₇₅	D ₈₄	D _n	i
0,1	jílovec, pískovec	planární	4	5,5	8	15	7,4	0,55
0,5	pískovec	stupeň-tůň + kaskádové	4	6,5	10,5	14	7,9	0,62
0,9	pískovec	kaskádové + skalní	4	5,5	8,5	10	6,7	0,64
1,4	pískovec	kaskádové + skalní	3,5	4,5	6,5	8	7,4	0,62
1,8	pískovec	kaskádové	3,5	6	8,5	15,5	8	0,61
2	pískovec	kaskádové	4	5,5	8	12,5	8,5	0,59
2,2	pískovec	kaskádové + skalní	4	6,5	10	17	9,7	0,6

Tab. 2: Parametry dnových sedimentů vodního toku Malá Ráztoka, *dle Montgomery – Buffington (1997).

Tab. 2: Parameters of channel-bed sediments of the Malá Ráztoka water stream, *after Montgomery – Buffington (1997).



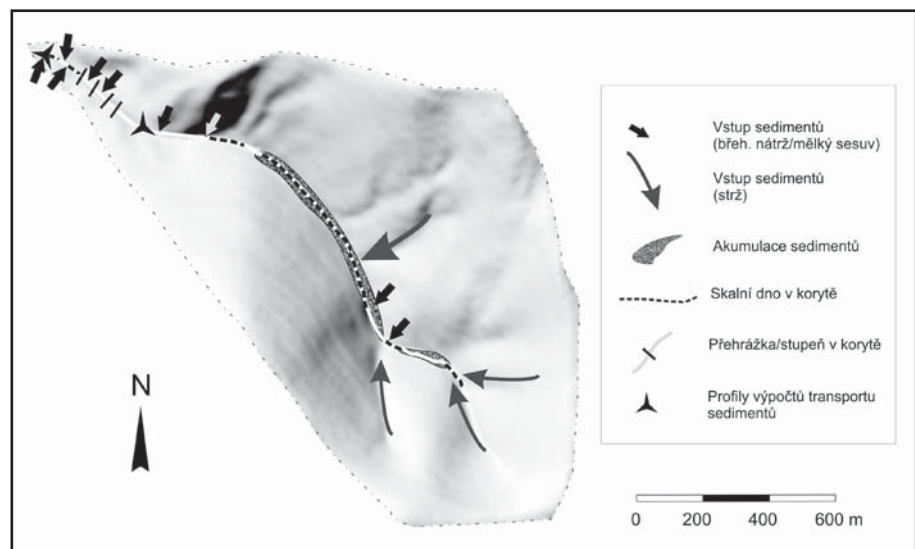
Obr. 2: Vývoj změny velikostí klastů v měřených profilech Velkého Lipového potoka.

Fig. 2: Trends of grain size along longitudinal profile of the Velký Lipový potok Brook.

do koryta. Především výrazná odchylka v trendu zrnitostní frakce (obr. 2) na ř. km 3,015 (měřeno od ústí do vodního toku Morávka) představuje vliv bariéry na charakter zrnitostního složení dnových sedimentů. Bariéru v tomto případě způsobuje velké množství zbytků dřeva v korytě, čímž dochází ke specifickému snížení percentilů zrnitostní frakce a ovlivnění vytříděnosti klastů. Antropogenní ovlivnění lze v podélném profilu sledovat ve výrazné míře na úseku říčního kilometru 1,080–2,982 (obr. 2), na kterém dochází k akcelerované hloubkové erozi zapříčiněné efektem „hladové vody“ v důsledku výskytu vysokých přehrážek a stupňů.

Makrogranulometrický rozbor toku Malé Ráztoky ukázal silnou rozkolísanost stejně jako v případě dvou výše hodnocených toků. Měření bylo provedeno na sedmi místech (ř. km 0,1, 0,5, 0,9, 1,4, 1,8, 2,0 a 2,2) transektovou metodou. Na všech místech měření převažovaly klasty godulského pískovce, na ř. km 0,1 se v korytě navíc ve velkém množství vyskytují jílovce pestrých vrstev godulských, které se do toku dostávají

erozí skalního podloží (obr. 3) na ř. km 0,23–0,25. Mírně klesající trend indexu velikosti klastů a zároveň mírně stoupající index tvaru klastů je patrný v horní části toku po říční km 0,9. Svědčí to o relativně nízké donáске sedimentů do koryta vzhledem k transportu, což dokazuje i častý výskyt koryta ve skalním podloží (lavice godulských pískovců) v korytě. Na ř. km 0,5–0,75 lze na pravém břehu sledovat rozsáhlé mělké svahové deformace (obr. 3), jež dodávají materiál do koryta. Tento fakt potvrzují výsledky měření na ř. km 0,5, jež vykazují skokové zvýšení indexu velikosti a mírné zvýšení indexu tvaru klastů (tab. 2). Podél levého břehu vede lesní cesta, jejíž funkce bariéry je oproti donáске ze sevsných deformací zanedbatelná. Výsledky měření na ř. km 0,1 (zvláště skokové snížení indexu tvaru klastů) jsou silně ovlivněny donáskou klastů lupenitých jílovců pestrých vrstev godulských z hloubkové eroze podloží. Ta je iniciována působením zpětné eroze vodního toku Lomné, geomorfologicky méně odolným horninovým prostředím a intenzitu hloubkové eroze může zesílit i efekt hladové vody iniciovaný přehrážkami vybudovanými na ř. km 0,3 a 0,5 (obr. 3). Vzhledem k nízkému sklonu svahu v okolí dolní části toku (plocha náplavového kužele Malé Ráztoky a Lomné) přestává být aktuální donáška godulských pískovců ve formě svahových zvětralin (obr. 3). V případě



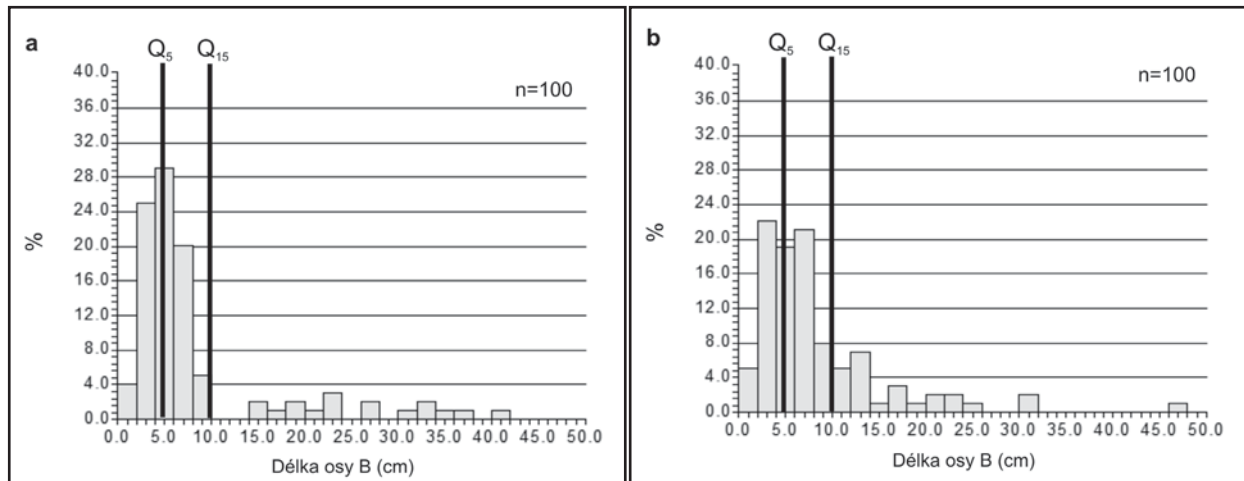
Obr. 3: Rozložení a vstupy sedimentů v povodí Malé Ráztoky.

Fig. 3: Sediment storage and inputs in the Malá Ráztoka basin.

hodnocení fluviálního transportu Malé Ráztoky výše uvedenými rovinami bylo zjištěno, že pětiletý průtok je teoreticky schopen transportovat klasty o přibližné délce osy b do 5 cm a patnáctiletý průtok o délce do 10 cm v profilech na ř. km 0,1 a 0,5 (obr. 4). Při aplikaci na konkrétní makrogranulometrické složení dnových sedimentů v uvedených profilech bylo zjištěno, že patnáctiletý průtok dokáže uvést do pohybu více než polovinu z celkového množství dnových sedimentů v korytě (obr. 4).

proti proudu než za překážkou vlivem lokálního snížení gradientu (Hradecký – Děd 2008).

V povodí Býčince lze ze zjištěných výsledků za bariéry považovat prvky, které snižují unášecí kapacitu toku vlivem lokálního snížení sklonu nebo blokováním transportu sedimentů. Jsou dvojího typu, buďto antropogenně indukované (mostní konstrukce, dřevěné přehrážky) nebo přirozené (skalní stupně, zbytky dřeva v korytě). Nárazníkové zóny zahrnují především opevňování břehů z důvodu



Obr. 4: Znárodnění možné transportní síly Q_5 a Q_{15} v kontextu makrogranulometrických parametrů pro vodní tok Malá Ráztoka na říčním km a) 0,1 a b) 0,5.

Fig. 4: Demonstration of possible effect of Q_5 and Q_{15} during bedload transport in context of grain-size analysis of the torrent Malá Ráztoka in the river reach a) 0,1 km and b) 0,5 km.

Závěr

Makrogranulometrická analýza v kombinaci s fluviálně-geomorfologickým mapováním, analýzou podélných profilů a dalšími fluviálně-geomorfologickými metodami výzkumu přináší důležité informace o distribuci sedimentů koryto-nivního systému beskydských bystřinných toků. Index velikosti, vytrídění a percentily zrnitostní frakce sedimentů mohou být dobrým identifikátorem (dis)konektivity v povodí toků Moravskoslezských Beskyd (např. výrazná změna v trendu zrnitostního složení Velkého Lipového potoka na ř. km 3,015, obr. 2). Index tvaru se jeví jako méně vhodný pro studium resp. identifikaci (dis)konektivit v podélném profilu vodního toku. Důvodem je nízká rozkolísanost indexu. Směrodatná odchylka indexu tvaru pro podélný profil toku Býčinec dosahuje hodnoty 0,02, což ukazuje na velkou podobnost daného souboru hodnot. Rozkolísanost je dána především charakterem horninového prostředí Moravskoslezských Beskyd a typickým střídáním méně odolných jílovců a odolnějších pískovců. Diskontinuity beskydských bystřin způsobují v podélném profilu změny trendu zrnitostního složení. Např. vlivem překážek dochází ke snižování indexu vytrídění a velikosti za překážkou (ve směru proti proudu) a naopak před překážkou (ve směru proti proudu) dochází ke zvýšení indexu vytrídění a velikosti vlivem hladové vody (obr. 1, tab. 1). Tato zjištění potvrzuje i studie v povodí Sihelského potoka, kde byly akumulární formy podrobeny granulometrickému vzorkování. U koeficientu vytrídění (Folk – Ward 1957) lavice vykazují vyšší hodnotu před překážkou ve směru

komunikací vedoucích v blízkosti toku a samotná údolní niva v dolní části povodí, která vytváří zónu zpomalení pohybu sedimentů z okolních svahů.

Povodí Malé Ráztoky je z hlediska (dis)kontinuit možno charakterizovat ve dvou velikostních dimenzích. V menším měřítku je to plocha náplavového kužele v závěrové části povodí, která, vzhledem ke snížení sklonu reliéfu, tvoří zónu zpomalení pohybu sedimentů z přilehlých severovýchodních svahů Noříčí hory. Ve větším měřítku lze v povodí Malé Ráztoky za nárazníkové zóny považovat:

- a) zpevněné i nezpevněné komunikace pro potřebu lesního hospodářství situované po celé ploše povodí, zvláště ty, jež vedou kolmo ke spádnicím,
- b) lesní nezpevněnou komunikaci vedoucí po levém břehu toku v ř. km 0,4–1,1. Tato komunikace zabraňuje přímé dodávce sutí pohybujících se po zvětralínovém plášti. Místo je od toku oddělena opěrnou zdí za účelem zabránění boční eroze toku, zeď se v dnešní době nachází v havarijním stavu.

Za bariéry mohou být považovány:

- a) propustky v místech, kde komunikace lesního hospodářství překračují strže, jež mohou být překážkou pro přímý transport sedimentů uvnitř těchto strží,
- b) přehrážky v korytě na ř. km 0,3 a 0,5, jež brzdí pohyb sedimentů uvnitř toku. Nad nimi jsou patrné rozsáhlejší akumulace klastů a mohou efektem hladové vody urychlovat hloubkovou erozi skalního podloží, která se projevuje na ř. km 0,23–0,25.

Výpočet transportních charakteristik bylo možné uskutečnit pouze pro koryto Malé Ráztoky. Hlavním důvodem je dostupnost přesných dat o průtocích pouze pro tento vodní tok. Průtoky odvozené, které poskytuje Český hydrometeorologický ústav, jsou pro výpočty transportních charakteristik zcela nevhodné z hlediska velké nepřesnosti, resp. nadhodnocení. Pro příklad uvádíme 10letý průtok získaný z naměřených dat VÚHLM pro vodní tok Malé Ráztoky (plocha povodí 2,076 km²), který činí $Q_{10} = 1,63 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a průtok odvozený (poskytovaný ČHMÚ) pro vodní tok Malého Lipového potoka (plocha povodí 2,16 km²) $Q_{10} = 7,10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, kdy dané toky mají velmi podobné fyzickogeografické parametry. Pro dané výpočty je nezbytně nutné použití dat získaných přímým měřením v korytě vodních toků. Hodnocení transportních charakteristik bylo analyzováno za pomoci dat získaných z fluvialně-geomorfologického výzkumu Malé Ráztoky. Ze získaných výsledků je patrné, že hydrologicko-klimatické charakteristiky beskydských toků jsou významným činitelem ve vztahu k rychlosti a dynamice vývoje korytinivního systému, což potvrzuje již výše uvedená skutečnost, že patnáctiletý průtok dokáže uvést do pohybu více než polovinu z celkového množství dnových sedimentů (obr. 4).

Na základě výsledků fluvialně-geomorfologického výzkumu je v korytech beskydských bystřin možné vertikálně rozlišovat dvojí typ transportu: (i) transport čistě fluvialní a (ii) transport koluviální ve spojení s gravitačními procesy. Koluviální typ převažuje v nejstrmějších částech vysokogradientových toků, především v koluviálních a většinou i kaskádových úsecích toku dle klasifikace Montgomery – Buffington (1997) a probíhá ve formě epizodických blokovobahenních proudů, jež jsou schopné transportovat i největší klasty v korytě. Například v povodí Malé Ráztoky akumulace z blokovobahenních proudů ovlivňují údolní dno bystřiny na vzdálenost 1,5 km od pramenné oblasti. Dá se říci, že v tomto úseku probíhá kombinovaný fluvialní a koluviální transport a proti směru toku významnost koluviálního transportu s klesajícím dlouhodobým průtokem stoupá. Předpokládá se, že blokovobahenní proudy mají malou frekvenci výskytu a zároveň dokážou transportovat velké objemy materiálu, zatímco fluvialní transport dnových sedimentů lze charakterizovat jako relativně častěji probíhající proces, avšak s daleko nižšími jednotkovými transportovanými objemy.

Závěrem můžeme konstatovat, že charakter distribuce sedimentů z hlediska transportu sedimentů v podélném profilu beskydských bystřin může být ovlivněn několika hlavními faktory:

1. existencí lokálních diskonektivit v podobě bariér a nárazníkových zón blokujících pohyb sedimentů,
2. charakterem stavby podloží, kdy odolnost horniny má přímý vliv na dodávku sedimentů do koryta vodního toku,
3. hydrologicko-klimatickými podmínkami, především pak výskytem srážkových extrémů v přímé návaznosti na průtoky v korytě.

Poděkování

Příspěvek vznikl v rámci projektu SGS Ostravské univerzity (reg. číslo SGS5/PrF/2010) a grantového projektu Grantové agentury České republiky „Geomorfologická reakce vodních toků na antropogenní disturbance v oblasti Západních Beskyd“ (reg. č. 205/06/P131).

Literatura

- Bevenger, G. S. – King, R. M. (1995): A pebble count procedure for assessing watershed cumulative effects. – USDA Forest Service Research Paper RM-RP319 Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station.
- Bunte, K. – Abt, S. R. (2001): Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. – 1–428, Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station.
- Folk, R. L. – Ward, W. C. (1957): Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 1, 3–26.
- Fryirs, K. A. – Brierley, G. J. – Preston, N. J. – Spencer, J. (2007): Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment. – *Geomorphology*, 84, 297–316.
- Graham, D. J. – Reid, I. – Rice, S. P. (2005): Automated sizing of coarse grained sediments: Image-processing procedures. – *Mathematical Geology*, 37, 1, 1–28.
- Hradecký, J. – Děd, M. (2008): Současné trendy v zrnitostním složení sedimentů štěrkových lavic toků Moravskoslezských Beskyd – příkladová studie Sihelský potok. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* v r. 2007, 15, 19–23. Brno.
- Inman, D. L. (1952): Measures for describing the size distribution of sediments. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 22, 125–145.
- Kondolf, G.M. (1997): Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. – *Environmental Management*, 21, 533–551.
- Lee, A. – Ferguson, R. I. (2002): Velocity and flow resistance in step-pool streams. – *Geomorphology*, 46, 59–71.
- Montgomery, D. R. – Buffington, J. M. (1997): Channel-reach morphology in mountain drainage basins. – *GSA Bulletin*, 5, 596–611.
- Wolman, M. G. (1954): A method of sampling coarse bed material. – *American Geophysical Union*, 36, 951–956.
- Zimmermann, A. – Church, M. (2001): Channel morphology, gradient profiles and bed stresses during flood in a step-pool channel of mountain streams. – *Geomorphology*, 40, 311–327.

DYNAMIKA A MECHANISMUS INTERAKCE ALBIT-VODA ZA NORMÁLNÍCH PODMÍNEK

Dynamics and mechanism of feldspar-water interaction under ambient conditions

Miroslav Šulák, Jiří Faimon

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

Key words: feldspar, dissolution, flux, model, stoichiometry, weathering

Abstract

The aim of this work was to contribute to better understanding of feldspar weathering under surface conditions. Laboratory experiments were focused on dissolution stoichiometry and fluxes of single species into solution as a function of dissolution stages. The fluxes of Na and Al from feldspar exceeded that one of Si during the early stages. During the more advanced stages, the Na-fluxes was lower than the both Al- and Si-fluxes. Finally, the fluxes of individual species were nearly consistent with bulk feldspar stoichiometry. A conceptual dissolution model was proposed, based on three processes: (1) extremely fast hydrolysis of Na-O bonds, (2) fast hydrolysis of Al-O bonds, and (3) slow hydrolysis of Si-O bonds. All the processes run concurrently, but one of them can dominate during different dissolution stages, based on instantaneous activities of single species (number of accessible bonds) on mineral surface.

Úvod

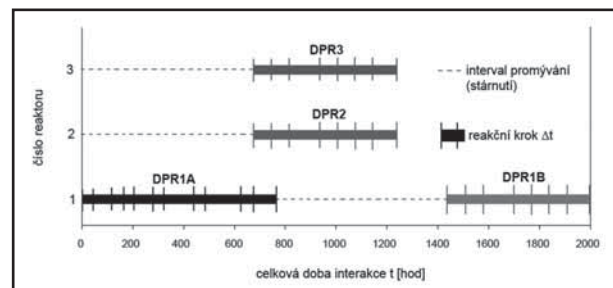
Zvětrávání živců je proces, který významně ovlivňuje geochemické cykly na zemském povrchu. Je hlavním zdrojem alkalických prvků v půdách a podzemní vodě. Neutralizuje kyselost dešťů, půd a podzemních vod (White 1995). Reguluje přirozený cyklus živin a tím úrodnost půd (White 1995). Kromě toho je primárním zdrojem chemogenních sedimentů, především jílových minerálů. Mechanismus interakce živce-voda je pravděpodobně složen z několika rozdílných, navzájem se doplňujících procesů. Rychlost interakce ovlivňuje řada vnějších faktorů, jako teplota (Nesbitt – Skinner 2001), pH (Chou – Wollast 1985), chemické složení roztoku (Muir – Nesbitt 1997), složení samotného minerálu (Casey et al. 1991) a afinita (Hellmann – Tisserand 2006). Zvětrávání živců je typické inkongruentním rozpouštěním, daným především srážením sekundárních minerálů. Nicméně i v případech, kdy je srážení potlačeno (např. v počátečních stádiích rozpouštění), je pozorován poměr složek uvolňovaných do roztoku odlišný od stechiometrie minerálu. Tento fakt je vysvětlován pomocí různých modelů založených na existenci přívodních alterovaných vrstev, relativně ochuzených kationy alkálií a hliníku vůči křemíku (Muir – Nesbitt 1997, Chou – Wollast 1985, Hellmann 1997). Cílem práce bylo ověřit na základě jednoduchých laboratorních experimentů stechiometrie a rychlosti rozpouštění a navrhnout koncepční model interakce.

Metodika

Pro studium byly použity vzorky albitu (var. cleavelandit), $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, pocházející z pegmatitu Otov II na Domažlicku. Byly připraveny dvě zrnitostní frakce (0,04–0,063 a 0,063–0,1 mm). Zrnitostní frakce byly po odstranění nečistot podrobeny opakovanému ultrazvukovému čištění, mnohonásobnému proplachování vodou s následným

sušením a vážením. Specifický povrch frakcí (0,067 resp. 0,042 $\text{m}^2\cdot\text{g}^{-1}$) byl vypočten z velikosti a tvaru jednotlivých zrn. Na základě studia metodou SEM (CAMECA SX100) byl tvar zrn aproximován hranolem a ze středních rozměrů zrna, hustoty minerálu a hmotnosti navážky byl vypočten specifický povrch.

Experimenty probíhaly v diskontinuálních průtokových reaktorech (DPR) (Faimon 1999) naplněných frakcemi živce v různých časových úsecích Δt od 40 do 144 hodin, dále jen reakční krok. Na počátku každého reakčního kroku byla koncentrace sledovaného prvku nulová. Po uplynutí zvoleného času interakce byl modifikovaný roztok vytlačen z reaktoru základním roztokem. Celkový objem roztoku v intergranulárních prostorech byl 22,4–23,9 ml. K analýze se odebíralo přibližně 65 % celkového objemu roztoku, aby bylo zabráněno zředění roztoku základním roztokem. Reaktor s původní náplní živcových zrn byl po vhodné dobu promýván (interakce živce-voda dále probíhala, avšak nebyla monitorována, jen zohledněna



Obr. 1: Schéma experimentálních běhů v jednotlivých kolonách s vyznačením jednotlivých experimentů.

Fig. 1: Discontinuous flow-through experimental series diagram for individual columns. Vertical marks delimitate the individual reaction intervals Δt . Dashed lines represent the interval of controlled column ageing.

v celkové době interakce) a pak následoval další reakční krok za monitorování produktů rozpouštění. Prezentovaná data představují výsledky čtyř sérií experimentů, probíhající ve třech samostatných kolonách (viz obr. 1).

Diskontinuální průtokový reaktor umožnil přímé stanovení toků jednotlivých složek do roztoku. Pro celkový tok i -té složky do roztoku platí:

$$\frac{dm_i}{dt} = k_i a_i \{A\} - \bar{k}_i \{A\} \prod_i^r a_{ir} \quad (1)$$

kde m_i je látkové množství i -té složky uvolněné do roztoku v čase t , a_i je aktivita i -té složky na povrchu minerálu, $\{A\}$ je celková povrchová plocha minerálu, k_i a \bar{k}_i jsou rychlostní konstanty a $\prod_i^r a_{ir}$ je součin aktivit všech složek

v roztoku, které participují na zpětném toku na povrch minerálu. V podmínkách daleko od rovnováhy může být zanedbán zpětný tok $-\bar{k}_i \{A\} \prod_i^r a_{ir}$. Po nahrazení dife-

renciálů diferencemi a látkového množství koncentrací, $m_i = c_i V$, lze počítat rychlostní konstantu k_i podle:

$$k_i = \frac{(c_i - c_{i0}) V}{\Delta t \{A\}}, \quad (2)$$

kde c_i je koncentrace i -té složky v roztoku, c_{i0} je koncentrace i -té složky v roztoku na počátku reakčního kroku (při všech experimentech bylo $c_{i0} = 0$), V je objem roztoku v reaktoru, a Δt je délka reakčního kroku (doba interakce). Rychlostní konstanta k_i představuje v principu hmotový tok i -té složky z minerálu do roztoku normalizovaný na jednotkovou plochu minerálu (v $\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$). Proto jsou v dalším textu konstanty k_i diskutovány názorněji jako toky j_i .

Všechny experimenty probíhaly při pokojové teplotě. Jako základní roztok byl zvolen $10^{-3} \text{ mol.l}^{-1}$ roztok EDTA (kyselina etyléndiaminotetraoctová) o $\text{pH} \sim 3$. Úlohou EDTA bylo komplexovat Al-iony v roztoku a zabraňovat tak srážení sekundárních Al-fází. Po odebrání byly vzorky stabilizovány přidávkem 65% HNO_3 v poměru 1:150. Koncentrace Na byly stanoveny pomocí AAS (SOLAAR M 5), koncentrace Al a Si pomocí ICP-OES (Pye Unicam 7000). Rychlostní konstanta pro rozpouštění albitu k_{alb} byla vypočtena jako jedna třetina toku Si do roztoku ($j_{\text{Si}}/3$) na základě úvahy, že právě hydrolyza vazeb Si-O je spojena s celkovou destrukcí krystalové struktury při rozpouštění (Muir – Nesbitt 1997, Hellmann 1997).

Sady experimentů ve třech paralelních reaktorech představovaly odlišná stadia interakce (viz schéma experimentů na obr. 1). Experimenty DPR1A (0–764 hod., zrnitostní frakce 0,04–0,063 mm) probíhaly bez předchozího stárnutí vzorku, bezprostředně po jeho přípravě. Studium interakce v tomto reaktoru pokračovalo po etapě řízeného stárnutí (promývání reaktoru základním roztokem) jako DPR1B (1 434–2 000 hod.). Středně pokročilé stadium bylo studováno v nezávislých paralelních běžících DPR2, DPR3 (670–1 235 hod., zrnitostní frakce 0,063–0,1 mm).

Výsledky

Individuální toky Na do roztoku, j_{Na} , byly v počátečním stadiu interakce extrémně vysoké (kolem $1.10^{-10} \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) a postupně klesaly až na $6.10^{-12} \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Během středního stadia interakce hodnoty j_{Na} kolísaly v rozmezí $2-6.10^{-12} \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. V pokročilém stadiu se pohybovaly v rozmezí $2-4.10^{-12} \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Toky Al do roztoku, j_{Al} , se pohybovaly v rozmezí $3-8.10^{-12} \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ s nejvyššími hodnotami ve středně pokročilém stadiu interakce. Toky křemíku do roztoku j_{Si} se pohybovaly od počátečního minima $j_{\text{Si}} \sim 6.10^{-12} \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ k hodnotám kolem $2.10^{-11} \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$.

Poměr toků do roztoku, $j_{\text{Na}}/j_{\text{Si}}$ a $j_{\text{Al}}/j_{\text{Si}}$, vyjadřuje stechiometrii rozpouštění. V případě kongruentního rozpouštění by měl poměr toků respektovat stechiometrii minerálu s poměry $\text{Na/Si} \sim \text{Al/Si} \sim 1/3$. Vyšší hodnota poměru značí přednostní uvolňování Na, resp. Al, nižší hodnota značí deficitní tok Na, resp. Al. V počátečním stadiu toky Na výrazně převyšovaly toky Si ($j_{\text{Na}}/j_{\text{Si}} \sim 0,9-22,9$), což indikuje silně nekongruentní rozpouštění. Poměry $j_{\text{Na}}/j_{\text{Si}}$ během středního a mírně pokročilého stadia interakce klesaly až k hodnotám $\sim 0,18$ a naznačovaly deficitní toky sodíku. Počáteční poměr $j_{\text{Al}}/j_{\text{Si}} \sim 0,5$ (převažující tok Al) konvergoval postupně k hodnotám kolem 0,34 (kongruentní rozpouštění).

Celkové rychlosti rozpouštění albitu (k_{alb}) se v počátečním stadiu pohybovaly v rozmezí $2-9.10^{-12} \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, přičemž s rostoucí celkovou dobou interakce měly klesající tendenci. V pokročilých stadiích interakce kolísaly v rozmezí $2,3-6,6.10^{-12} \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$.

Diskuze

Rychlosti rozpouštění albitu vykazují závislost na celkové době interakce: nejvyšší rychlosti $\log k_{\text{alb}} \sim -11,1$ zaznamenané během počátečních etap interakce s časem mírně klesají až na $\log k_{\text{alb}} \sim -11,6$. Podobné rychlosti, $\log k_{\text{alb}} = -11,9$ resp. $-11,3 \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, určili i Chou – Wollast (1984) a Holdren – Speyer (1987) z experimentálního rozpouštění za podobných podmínek. Z terénních studií vychází rychlosti rozpouštění albitu o několik řádů nižší. Např. Nugent et al. (1998) uvádí hodnoty $\log k_{\text{alb}} \sim -14$, White et al. (2001) dokonce $\log k_{\text{alb}} \sim -16,4$.

Toky j_{Na} na počátku interakce (DPR1A) výrazně převyšovaly toky Si normalizované na stechiometrii albitu a potvrdily tak přednostní uvolňování sodíku ze struktury živce. Dominantní toky sodíku do roztoku bývají interpretovány jako rychlá iontová výměna Na^+/H^+ (Oelkers 2001). Podle našeho názoru je neopodstatněné rozlišovat mezi mechanismy uvolňování sodíku a ostatních složek. Všechny složky v roztoku vnímáme jako produkty hydrolyzy Na-O, Al-O a Si-O vazeb. Na rozdíl od počátečního stadia interakce, ve středně pokročilém stadiu interakce (DPR2, DPR3) byly toky sodíku do roztoku deficitní v porovnání s toky křemíku a hliníku. Deficit toků Na v této etapě lze vysvětlit poklesem aktivity Na na povrchu živce (frakce atomů sodíku aktuálně dostupná hydrolyze se snížila rychlou hydrolyzou v počátečním stadiu interakce). Postupnou (1) hydrolyzou vazeb Al-O a Si-O, (2) transportem Al a Si do roztoku a (3) rozpuštěním příslušné strukturální vrstvy

dochází k posunutí interakce dále do struktury minerálu, čímž se zároveň zvyšuje aktivita Na (další atomy Na jsou dostupné pro hydrolyzu).

V nejpokročilejším stadiu interakce (experimentální běh DPR1B) směřovaly poměry toků Na:Al:Si ke stechiometrii minerálu 1:1:3 a specifické toky jednotlivých prvků do roztoku formálně odpovídaly kongruentnímu rozpouštění. Formálním vysvětlením tohoto stavu je zánik alterované vrstvy (např. Stillings – Brantley 1995). Výsledky naší studie však naznačují, že pravděpodobnější příčinou jsou stacionární stavy v proměnlivých aktivitách jednotlivých složek na povrchu minerálu.

Koncepční model interakce

Kolísající toky jednotlivých složek do roztoku a tím i rozdílné stechiometrie naznačují, že jsou na sobě vzájemně nezávislé. Jak plyne z rovnice (1) je individuální tok i -té složky z minerálu do roztoku dán rychlostní konstantou k_i (vyjadřuje pevnost vazby složka–kyslík ve struktuře a aktuální aktivitou složky na povrchu minerálu a_i (frakcí atomů složky dosažitelných pro hydrolyzu). Na základě rozdílného chování v různých stádiích experimentálního zvětvávání lze rozlišit (1) počáteční etapu rozpouštění se zrychlenou dynamikou, kde hraje značnou roli příprava vzorku a přítomnost čerstvých povrchů, (2) pokročilejší etapu rozpouštění s deficitním tokem alkalických prvků (v tomto případě sodíku) do roztoku a (3) pozdní stadium interakce, během něhož dochází k ustálení specifických toků na poměru odpovídajícím stechiometrii primárního minerálu.

Celkový mechanismus se skládá ze tří souběžných hydrolytických procesů: (i) extrémně rychlé hydrolyzy vazby Na-O, (ii) rychlé hydrolyzy vazeb Al-O a (iii) nejpomalejší hydrolyzy vazeb Si-O s následným uvolněním jednotlivých složek do roztoku. Tyto tři procesy probíhají současně, v různých stádiích interakce však jeden z nich dominuje, což se odráží v rozdílném poměru specifických toků prvků do roztoku. To, který proces dominuje, závisí na aktivitě jednotlivých složek na povrchu minerálu (frakce složek dosažitelných pro hydrolyzu). Intenzivní hydrolyza Na-O během počátečního stadia má za následek pokles aktivity a deficitní tok sodíku. V nejpokročilejším stadium interakce je dosaženo stacionárních stavů v aktivitách jednotlivých složek a toky se ustálí na poměrech zhruba odpovídajících stechiometrii $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.

Závěr

Tato práce, založená na laboratorních experimentech, se soustředila na lepší pochopení mechanismu interakce albit-voda za normální teploty a tlaku. Experimenty byly prováděny v diskontinuálním průtokovém reaktoru, který simuluje podmínky nesaturované zóny a umožňuje opakované přímé měření toků jednotlivých složek do roztoku. Vysoký poměr povrchu minerálu k objemu reakčního roztoku $\{A\}/V$ umožňuje studium extrémně pomalých procesů, avšak na druhou stranu umožňuje rychlé dosažení přesycení roztoku a srážení sekundárních Al-fází. Proto byl jako základní reakční roztok použit roztok EDTA, který váže Al-složky do pevných komplexů a brání srážení Al-fází. Komplexující látky jsou běžně přítomny v půdních roztocích, což opravňuje i jejich užití v experimentálním studiu. Aplikování EDTA limitovalo studium na relativně nízkou hodnotou pH (v dalším studiu bude ověřována možnost využití i neutrálních kompletujících činidel, např. fluoridových ionů). Dynamika procesů byla sledována v závislosti na pokročilosti interakce.

Na základě výsledků studia byl navržen nový koncepční 3-D model interakce, kde dominantní roli hraje (1) stabilita jednotlivých chemických vazeb, resp. rychlost jejich hydrolyzy a (2) aktuální aktivita jednotlivých složek na povrchu minerálu. V souladu s experimentem je v počáteční etapě interakce dominantním mechanismem přednostní uvolnění Na díky vysoké rychlosti hydrolyzy vazeb Na-O a vysoké počáteční aktivitě Na na povrchu minerálu. Postupné vyčerpání sodíku vede k poklesu jeho aktivity. Aktivita Na se zvyšuje/udržuje v dalších stádiích interakce díky hydrolyze Al-O a Si-O vazeb a rozpouštění přípovrchové vrstvy minerálu za současného obnažení nových vazeb Na-O. V pozdní etapě interakce se aktivity jednotlivých složek dostávají do stacionárního stavu a výsledné toky složek do roztoku odpovídají stechiometrii primárního minerálu.

Poděkování

Autoři děkují Pavlu Kadlecovi z ÚGV PŘF MU za pomoc při analýze vzorků a recenzentovi Doc. RNDr. Martinu Mihaljevičovi, CSc. za cenné připomínky. Studie byla podporována výzkumným záměrem MSM0021622412.

Literatura

- Casey, W. H. – Westrich, H. R. – Holdren, G. R. (1991): Dissolution rates of plagioclase at pH = 2 and 3. – *Am. Mineral.*, 76, 211–217.
- Chou, L. – Wollast, R. (1984): Study of the weathering of albite at room temperature and pressure with a 260 M. J. Wilson fluidised bed reactor. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 2205–2217.
- Chou, L. – Wollast, R. (1985): Steady-state kinetics and dissolution mechanisms of albite. – *Amer. J. Sci.*, 285, 963–993.
- Faimon, J. (1999): Studium interakce hornina-voda. Diskontinuální průtokový reaktor. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v 1999, 136–137. Brno.
- Hellmann, R. (1997): The albite–water system: Part IV. Diffusion modelling of leached and hydrogen-enriched layers. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 1595–1611.
- Hellmann, R. – Tisserand, D. (2006): Dissolution kinetics as a function of the Gibbs free energy of reaction: An experimental study based on albite feldspar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70, 364–383.
- Holdren, Jr. G. R. – Speyer, P. M. (1987): Reaction rate – surface area relationships during the early stages of weathering: II. Data on eight additional feldspars. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2311–2318.
- Muir, I. J. – Nesbitt, H. W. (1997): Reactions of aqueous cations at the labradorite–water interface: coupled effect of surface processes and diffusion. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 265–274.
- Nesbitt, H. W. – Skinner, W. M. (2001): Early development of Al, Ca and Na compositional gradients in labradorite leached in pH 2 HCl solutions. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 715–727.
- Nugent, M. A. – Brantley, S. L. – Pantano, C. G. – Maurice, P. A. (1998): The influence of natural mineral coatings on feldspar weathering. – *Nature*, 395, 588–591.
- Oelkers, E. H. (2001): General kinetic description of multioxide silicate mineral and glass dissolution. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 3703–3719.
- Stillings, L. – Brantley, S. (1995): Feldspar dissolution at 25 °C and pH 3: Reaction stoichiometry and the effect of cations. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1483–1496.
- White, A. F. (1995): Chemical weathering rates of silicate minerals in soils. – In: White, A. F. – Brantley, S. L. (ed.): *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals*. – *Rev. Min.*, 31, 1–22, Mineral. Soc. Am., Washington, D. C.
- White, A. F. – Bullen, T. D. – Schulz, M. S. – Blum, A. E. – Huntington, T. G. – Peters, N. E. (2001): Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 847–869.

ZMĚNY FOREM Fe A Al V RÁMCI PEDOGENEZE VÝVRATIŠŤ V PŘIROZENĚ SE VYVÍJEJÍCÍM JEDLO-BUKOVÉM PRALESE

Changes of Iron and Aluminium forms in naturally developing fir–beech forest in the scope of pedogenic processes

Václav Tejnecký¹, Pavel Šamonil², Luboš Borůvka¹, Ondřej Drábek¹, Barbora Šebková², David Janík², Antonín Nikodem¹, Ondřej Šebek³

¹ Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, potravin a přírodních zdrojů, Katedra pedologie a ochrany půd, Kamýčká 129, 165 21 Praha 6; e-mail: tejnecky@af.czu.cz

² Výzkumný ústav Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, v. v. i., Oddělení ekologie lesa, Lidická 25/27, 657 20 Brno

³ Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Laboratoře geologických útvarů, Albertov 6, 128 43 Praha 2

(25–41 Vsetín)

Key words: windthrow, iron and aluminium forms, forest soils

Abstract

The study is focused on changes of Fe and Al behaviour in naturally developing fir–beech forest Razula (Western Carpathians) with respect to time – in the scope of pedogenic processes. Soil samples from 14 different windthrow sites, of known age (19–192 years), were tested. Samples were taken from five depths from three parts of the windthrow – pit, mound and undisturbed part as a control. Exchangeable (“free”), oxalate extractable and dithionate-citrate extractable forms of Al and Fe were measured. It was found that contents of Fe and Al forms significantly differed with respect to age and location (pit, mound and control). Moreover, Fe and Al forms also significantly differed in disturbed and undisturbed parts of the windthrow.

Úvod

Čas je jedním z faktorů, který se podílí na tvorbě půd a pro určité půdní sledy lze definovat chronosekvence (Bockheim 1980, Schaetz – Anderson 2005). Vývratiště jsou nedílnou součástí lesního ekosystému jako přirozené disturbance, které zvyšují diverzitu lesního prostředí (Ulanova et al. 2000). V případě katastrofické události dochází ke spuštění geneze půdy a k rozvoji nového půdního cyklu (Fisher – Binkley 2000).

Změny v zastoupení forem Fe byly nejčastěji použity pro časové zařazení půd formujících se na říčních terasách. Časový vývoj těchto půd je v rozpětí stovek až tisíců let. Nejčastěji bývá využíván poměr mezi oxalátem a dithioničnanem-citrátem extrahovatelným Fe (Alexander 1974, Alexander – Holowaychuk 1983, Arduino et al. 1984, Arduino et al. 1986). Další využití forem Fe – či poměru forem slouží k zjištění stupně zvětrávání v půdním prostředí (např. Richardson – Hole 1979).

Cílem studie je posoudit změny v množství forem Fe a Al v rámci pedogeneze mikrostanovišť vývratišť (deprese, kupa) v přirozeně se vyvíjejícím jedlo-bukovém pralese.

Metodika

Lokalita a odběr vzorků

Půdní vzorky byly odebírány v Národní přírodní rezervaci Razula (Beskydy). Tato lokalita byla vybrána z důvodů přítomnosti přirozeně se vyvíjejícího jedlo-bukového pralesa o velikosti 23,5 ha a geologicky homogenního podloží Magurského příkrovu, přítomny jsou flyšové horniny soláňského souvrství (Menčík – Tyráček 1979). Oblast je geomorfologicky nepříliš členitá s vysokým podílem vývratů a dlouhodobě je zde studována dynamika lesního prostředí (od roku 1972) (Šamonil et al. 2008). Jako hlavní půdní typ byla diagnostikována kambizemě. Vybrána byla typová vývratiště o stáří 19–192 let, ze kterých

byla vzorkována tři mikrostanoviště vývratu – kupa, deprese a nedisturbovaná kontrola v hloubkách 3, 15, 30, 50 a 100 cm. Stáří vývratů bylo určeno dendrochronologicky a z historických záznamů (Šamonil et al. 2009).

Extrakce forem Fe a Al

Odebrané půdní vzorky byly sušeny a síťovány na frakci < 0,2 mm, ve které byly stanoveny formy Fe a Al pomocí jednoduchých extrakčních metod. Extrakcí za použití 0,5 M KCl je zjištěno zastoupení labilních forem Fe a Al (Drábek et al. 2003, Drábek et al. 2005), v případě užití šťavelanu amonného je stanoven podíl organicky vázaných a amorfních fází Fe a Al (Fe_o a Al_o ; McKeague – Day 1966, Courchesne – Turmel 2008), množství organicky vázaných, amorfních a krystalických forem Fe a Al (Fe_d a Al_d) je zjištěno extrakcí dithioničnanem-citrátem (McKeague – Day 1966, McKeague et al. 1971). Rozdíl mezi Fe_d a Fe_o ($Fe_d - Fe_o$) vyjadřuje obsah krystalických Fe-oxidů (Schwertmann 1966), obdobně bylo množství krystalických forem spočteno pro Al.

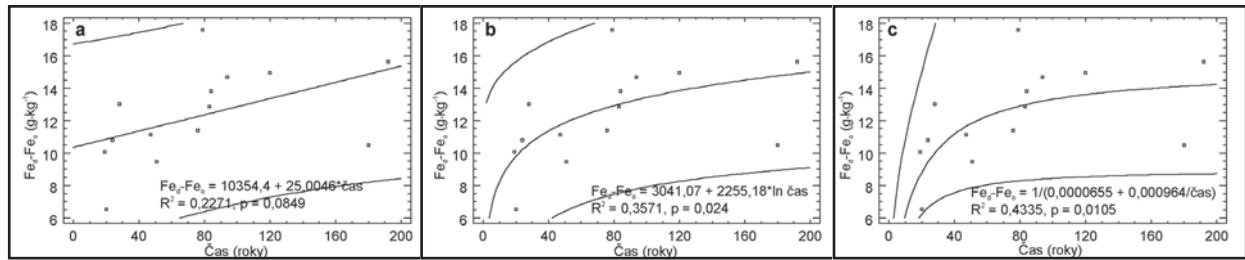
Hodnoty Al a Fe v jednotlivých vyluzích byly měřeny v rozmezí několika dní od extrakce v ředěných (10×) a neředěných vzorcích pomocí ICP-OES (An iCAP 6500 Radial ICP Emission spectrometer, Thermo Scientific, VB) za standardních analytických podmínek. Koncentrace prvků v roztocích byly změřeny při těchto vlnových délkách: Fe – 238,204 nm, Al – 396,152 nm.

Zpracování dat

Pro statistické testování dat byl využit software Statgraphics Centurion XV.

Statistické porovnání jednotlivých modelů

Pro stanovení chronosekvencí půd lze použít různé typy modelů (Bockheim 1980, Schaetz et al. 1994, Schaetz



Obr. 1: Srovnání mezi regresními modely užívanými pro zobrazení chronosekvencí: a) lineární, b) logaritmický, c) reciproký. Jedná se o srovnání obsahu krystalických oxidů Fe ($Fe_d - Fe_o$) ve vzorcích odebraných z hloubky 3 cm na kupě vývratu.

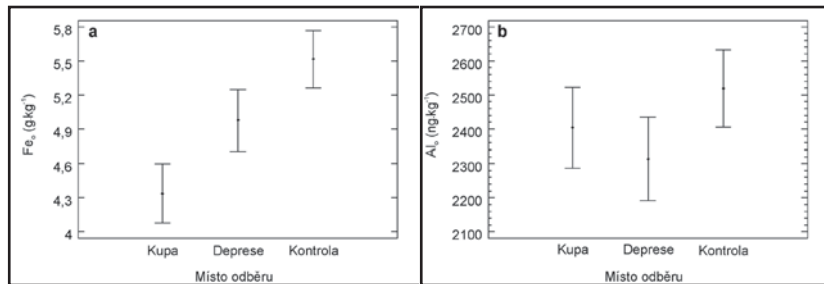
Fig. 1 Comparison between regression models used to display chronofunctions: linear (a), logarithmic (b), and reciprocal (c). Comparison of Fe crystalline oxide content ($Fe_d - Fe_o$) in sampled soils originated from 3 cm depth from mound of windthrow.

– Anderson 2005). Na obr. 1 jsou zobrazeny použitelné možné modely pro závislost obsahu krystalických oxidů Fe: a) lineární ($y = a + bx$; $R^2 = 0,2271$, $p = 0,0849$), b) nelineární logaritmický ($y = a + b \cdot \ln x$; $R^2 = 0,3571$, $p = 0,024$) a c) reciproký (double reciprocal $y = 1/(a + b/x)$; $R^2 = 0,4335$, $p = 0,0105$). Statisticky nejvýznamnější závislost sledované proměnné v čase zobrazuje reciproký model (obr. 1c). Pro zobrazení získaných dat byl použit model, který byl vyhodnocen statisticky jako nejvýznamnější (ve většině případů se jedná o double reciprocal model).

Výsledky a diskuze

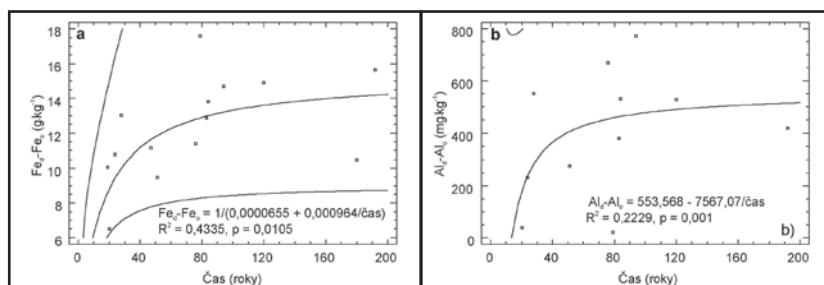
Získaná data byla rozdělena do skupin podle hloubky odebíraných vzorků (3, 15, 30, 50 a 100) a podle pozice, ze které byl vzorek odebrán: deprese vývratu (D), kupa vývratu (Ku) a kontrola (Ko). Jednotlivé parametry pak byly následně statisticky vyhodnoceny pomocí regresních modelů a korelačních tabulek.

Na obr. 2 jsou porovnány průměrné obsahy organických a amorfních fází Fe_o (obr. 2a) a Al_o (obr. 2b) odebrané z různých pozic vývratu v hloubce 3 cm. Pomocí



Obr. 2 Průměry a 95% LSD interval obsahu organických a amorfních forem Fe_o (a) a Al_o (b) v půdních vzorcích odebraných z hloubky 3 cm z deprese, kupy a kontroly vývratu. Vysvětlivky: Fe_o (Al_o) – množství organicky vázaných a amorfních forem Fe (Al) extrahovaných šťavelanem amonným; Fe_d (Al_d) – množství organicky vázaných amorfních a krystalických forem Fe (Al) extrahovaných dithioničnanem-citrátem; $Fe_d - Fe_o$ ($Al_d - Al_o$) – množství krystalických forem Fe (Al), rozdíl mezi $Fe_d - Fe_o$ ($Al_d - Al_o$).

Fig. 2: Mean and 95% LSD intervals of organic and amorphous forms of Fe_o (a), and Al_o (b) content in soil samples originated from 3 cm depth from pit, mound and undisturbed control of windthrow. Legends: Fe_o (Al_o) – amount of organically bonded and amorphous forms of Fe (Al) extractable by ammonium oxalate; Fe_d (Al_d) – amount of organically bonded, amorphous and crystalline forms of Fe (Al) extractable by dithionate-citrate; $Fe_d - Fe_o$ ($Al_d - Al_o$) – amount of crystalline forms of Fe (Al), differences between $Fe_d - Fe_o$ ($Al_d - Al_o$).



Obr. 3: Závislost krystalických oxidů (a) Fe ($Fe_d - Fe_o$; kupa vývratu – a) a Al ($Al_d - Al_o$; deprese vývratu – b) na čase vývratu.

Fig. 3: Dependence crystalline Fe oxide ($Fe_d - Fe_o$; mound of windthrow – a) and Al oxide ($Al_d - Al_o$; pit of windthrow – b) on age of windthrow.

analýzy rozptylu (F-test = 10,80 při $p = 0,0002$) byl zjištěn statisticky významný rozdíl v distribuci organických a amorfních forem Fe ve sledovaném prostředí vývratů. V depresi bylo akumulováno více Fe_o forem oproti kupě vývratu (obr. 2a), nejvyšší množství Fe_o bylo zjištěno v kontrolních vzorcích – nedisturbované půdě. Rozdíl v množství Fe_o mezi kupou a depresí vývratu vysvětlují Veneman et al. (1984) akumulací seskvioxidů a organické hmoty ve vývratové depresi a to splachem organických komplexotvorných látek do deprese vývratu. Statisticky významný rozdíl v distribuci organických a amorfních forem Al v jednotlivých částech vývratu nebyl zjištěn (obr. 2b).

Pro zobrazení vývoje půdních forem Fe a Al byl použit rozdíl Fe_d a Fe_o (Al_d a Al_o), který vyjadřuje krystalické Fe (Al)-oxidy (Schwertmann 1966). Obr. 3 zobrazuje modely použité k naznačení vývoje krystalických forem Fe a Al. Je patrný nárůst krystalických forem v čase. Podobné trendy zjistili i Arduino et al. (1986), kdy množství Fe_d se zvyšuje se stářím říční terasy, což je způsobeno změnou v zastoupení mezi Fe_d a Fe_o . Alexander (1974) sledoval změny v poměru Fe_d / Fe_o v půdách vyvinutých na osmi stupních říčních teras. Byly zjištěny změny odrážející stáří terasy a docházelo k poklesu poměru Fe_d / Fe_o .

tzn., že dochází ke zvyšování obsahu krystalických forem. Vlastní půdní formy Fe by potvrdily další analytické metody pracující s půdním vzorkem, jako jsou např. prášková rentgenová difrakce (Schwertmann – Taylor 1977), voltametrie mikročástic či difuzně reflexní spektroskopie (Grygar et al. 2006).

Závěr

Byl zjištěn patrný rozdíl v množství organicky vázaných a amorfních forem Fe (Fe_o) ve sledovaných částech půdního prostředí (kontrola, kupa a deprese vývratu), pro Al_o nebyl tento rozdíl zjištěn. V depresi vývratu dochází k akumulaci Fe_o forem, kupa je o ně ochuzena. Krystalické formy Fe a Al jsou proměnlivé v čase a se vzrůstajícím stářím vývratu množství těchto forem narůstá.

Poděkování

Tato studie vznikla za podpory grantů Ministerstva životního prostředí (projekt č. MSM 6293359101) a Celouniverzitní interní grantové agentury ČZU v Praze (CIGA č. 41200/1313/3180 a č. 21130/1313/3106).

Literatura

- Alexander, E. B. (1974): Extractable iron in relation to soil age on terraces along the Truckee river, Nevada. – *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 38, 121–124.
- Alexander, E. B. – Holowaychuk, N. (1983): Soils on terraces along the cauca river, Columbia: 2. The sand and clay fractions. – *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, pp. 721.
- Arduino, E. – Barberis, E. – Ajmone Marsan, F. – Zanini, E. – Franchini, M. (1986): Iron-oxides and clay-minerals within profiles as indicators of soil age in Northern Italy. – *Geoderma*, 37, 45–55.
- Arduino, E. – Barberis, E. – Carraro, F. – Forno, M. G. (1984): Estimating relative ages from iron-oxide/total-iron ratios of soils in the Western Po Valley, Italy. – *Geoderma*, 33, 39–52.
- Bockheim, J.G. (1980): Solution and use of chronofunctions in studying soil development. – *Geoderma*, 24, 1, 71–85.
- Courchesne, F. – Turmel, M. C. (2008): Extractable Al, Fe, Mn and Si. – In: Carter, M. R., Gregorich, E. G. (eds.): *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2nd ed. Canadian Society of Soil Science, CRC Press, 307–315.
- Drábek, O. – Borůvka, L. – Mládková, L. – Kočárek, M. (2003): Possible method of aluminium speciation in forest soils. – *J. Inorg. Biochem.*, 97, 8–15.
- Drábek, O. – Mládková, L. – Borůvka, L. – Száková, J. – Nikodem, A. – Němeček, K. (2005): Comparison of water-soluble and exchangeable forms of Al in acid forest soils. – *J. Inorg. Biochem.*, 99, 1788–1795.
- Fisher, R. F. – Binkley, D. (2000): *Ecology and management of forest soil*. Third edition. – John Wiley & Sons, New York, pp. 489.
- Grygar, T. – Kadlec, J. – Pruner, P. – Swann, G. – Bezdicka, P. – Hradil, D. – Lang, K. – Novotna, K. – Oberhänsli, H. (2006): Paleoenvironmental record in Lake Baikal sediments: environmental changes in the last 160 ky. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 237, 240–254.
- McKeague, J. A. – Brydon, J. E. – Miles, N. M. (1971): Differentiation of forms of extractable iron and aluminum in soils. – *Soil Sci. Soc. Am. J. Proc.*, 35, 33–38.
- McKeague, J. A. – Day, J. H. (1966): Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating variol classes of soil. – *Can. J. Soil Sci.*, 45, 13–22.
- Menčík, E. – Tyráček, J. (eds.) (1979): *Synoptic geological map of the Beskydy Mts. and the Podbeskydská Pahorkatina Upland*, ČGÚ Praha.
- Richardson, J. L. – Hole, F. D. (1979): Mottling and iron distribution in a Glossoboralf-Haplaquoll hydrosequence on a glacial moraine in northwestern Wisconsin. – *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 552–558.
- Schaetzl, R. J. – Anderson, S. (2005): *Soil Genesis and Geomorphology*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 817.
- Schaetzl, R. J. – Barrett, L.R. – Winkler, J. A. (1994): Choosing models for soil chronofunctions and fitting them to data. – *Eur. J. Soil Sci.*, 45, 2, 219–232.
- Schwertmann, U. (1966): Inhibitory effect of soil organic matter on crystallization of amorphous ferric hydroxide. – *Nature*, 212, 645–646.
- Schwertmann, U. – Taylor, R. M. (1977): Iron oxides. – In: Dixon, J. B., Weed, S. B., Dinauer, R. C. (eds.): *Minerals in soil environments*. Soil Science Society of America, Madison, Wis. USA, 145–180.
- Šamonil, P. – Šebková, B. – Douda, J. – Vrška, T. (2008): Role of position within the windthrow in forest floor chemistry in the flysch zone of the Carpathians. – *Can. J. For. Res.*, 38, 1646–1660.
- Šamonil, P. – Antolík, L. – Svoboda, M. – Adam, D. (2009): Dynamics of windthrow events in a natural fir-beech forest in the Carpathian mountains. – *Forest Ecol. Manage.*, 257, 1148–1156.
- Ulanova, N. (2000): The effects of windthrow on forest at different spatial scales: a review. – *Forest Ecol. Manag.*, 135, 155–167.
- Veneman, P. L. M. – Jacke, P. – Bodine, S. M. (1984): Soil formation as affected by pit and mound microrelief in Massachusetts, USA. – *Geoderma*, 33, 2, 89–99.

POKYNY PRO AUTORY PŘÍSPĚVKŮ DO GEOL. VÝZK. MOR. SLEZ.

Osnova příspěvku

Název	(česky, anglicky)
Autoři	(Josef Novák, František Pospíšil)
Adresy	(celá adresa včetně směrovacího čísla, event. e-mail) – používejte zkratky z tohoto ročníku
Mapa	(24-13 Bystřice nad Pernštejnem, 24-14 Boskovice)
Klíčová slova	(max. 5 – anglicky) – postupovat od regionální geologie (Silesicum, ...)
Abstrakt	musí shrnovat základní výsledky ve struktuře: použitá metodika, základní data, interpretace (anglicky, Abstract: cca 10 řádků, max. 350 slov);
Vlastní text	v češtině, příp. angličtině, písmo Times New Roman, vel. 12, řádkování 1,5 (rozsah do cca 5–6 stran A4)
Popisy pod obrázky a tabulkami (Tab. 1.; Obr. 1.; resp. Tab. 1.; Fig. 1.)	vč. textových legend, které se zakončí tečkou (česky, anglicky). U fotografií uvádějte autora a rok. Grafická legenda je součástí obrázků.
Citace v textu	uvádějte podle vzoru: Chlupáč (1994); (Liew et al. 1989); (Franke 1994, Kalvoda 1995); (Šalanský in Prouza 1992); (Graham – Powel 1984) – vše viz tento sborník, nepsat čárku za jménem. Vzorový text a formáty běžně používaných zkratků najdete na internetových stránkách časopisu.
Literatura	užívejte zkratky časopisů podle SCI, všechny ostatní vypisujte, po interpunkčních znaménkách dělejte vždy odrážku.
Vzor:	
časopis	Kompasová, B. – Poledník, S. (2003): Kterak zameziti pohybu strelky v cizím magnetickém poli. – Orientační rozhledy, 28, 4, 14–18. Brno.
sborník	Kompasová, W. E. – Poledník, S. J. (2003): Kterak zameziti pohybu strelky v cizím magnetickém poli. – In: Obratník, K. (ed.): Orientace v terénu, Sborník abstraktů, 14-18, Bloudivá instituce. Brno.
kniha	Kompasová, B. – Poledník, S. (2003): Orientace v terénu. 1-222, Bloudivá instituce. Brno.

Technické pokyny

V prvním kole pro recenzi odevzdejte příspěvek a obrázky v elektronické podobě (WORD – text, tabulky, obrázky jako samostatné soubory mohou být v PDF) na adresu:

Výkonná redakce GVMS: Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

RNDr. Marek Slobodník, CSc.; e-mail: marek@sci.muni.cz, +420 549 497 055

Po redakčním posouzení vytištěného příspěvku jej dostanete zpět k provedení oprav a připomínek.

Příspěvek do tisku odevzdejte jako textový soubor (*.doc) uspořádaný podle uvedené osnovy v textovém editoru WORD. Zasláný příspěvek musí být kompletní včetně obrázků, tabulek, odstavců. **Redakce si vyhrazuje právo odmítnout špatně připravený příspěvek.**

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. V číslech používejte desetinnou čárku (ne tečku). Popisy k přílohám zařadte za textovou část. Do textu v žádném případě nekládejte obrázky, tabulky ani žádné jiné přílohy. Tabulky vytvořené v tabulkovém editoru (nejlépe EXCEL, *.xls) přiložte jako zvláštní soubor, písmo Ariel, velikost 10, formát rámování: viz internet. stránky.

Obrázky. Pérovky, ve vektorovém formátu, musí být kontrastní a dobře čitelné, písmo Ariel, minimální velikost 4 (diamant 1,504mm), které předejte, prosím, ve formátu CDR (Corel Draw v. 9), čb fotografie jako TIFF nebo JPG (rozlišení 600 dpi), WMF – digitálně zpracované. Preferujte rastrovou výplň před odstíny šedé. Při tvorbě obrázků mějte na paměti čitelnost při zmenšení do tiskového formátu, **dođávejte již originální velikost obrázků (šířka: 80–164 mm, výška 225 mm)**. Grafická legenda je součástí obrázku, text legendy je součástí textu k obrázku.

Příspěvky pro daný ročník GVMS pošlete nejpozději do 28. února podle uvedených pokynů.

Internetová forma publikace GVMS je na adrese <http://elanor.sci.muni.cz/gap/casop/>), kde jsou kromě všech článků ve formátu PDF i ostatní informace a vzory pro autory.

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU

Geological research in Moravia and Silesia

Toto číslo sestavili

Doc. RNDr. Marek Slobodník, CSc., Mgr. David Buriánek, Ph.D., Mgr. Helena Gilíková, Ph.D., Mgr. Martin Ivanov, Dr., Doc. RNDr. Zdeněk Losos, CSc., Mgr. Pavla Tomanová Petrová, Ph.D.

Redakční posouzení, recenzenti

RNDr. Peter Pálenský, Doc. RNDr. Slavomír Nehyba, Dr., Mgr. Jan Vít, Dr., RNDr. Oldřich Krejčí, Ph.D., Mgr. Daniel Nývlt, Ph.D., Doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr., RNDr. Miroslav Bubík, CSc., 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., Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D., Doc. RNDr. Josef Zeman, CSc., RNDr. Theodor Staněk, Doc. RNDr. Jindřich Hladil, CSc., Mgr. Josef Havíř, Dr., Mgr. David Buriánek, Ph.D., RNDr. Jiří Zachariáš, Dr., RNDr. Václav Vávra, Ph.D., RNDr. Zdeněk Stráník, DrSc., Prof. RNDr. Rostislav Brzobohatý, CSc., Mgr. Zdeněk Máčka, Ph.D., RNDr. Jiří Otava, CSc., Doc. RNDr. Miroslava Gregerová, CSc., Prof. RNDr. Milan Novák, CSc., RNDr. Ivan Poul, Ph.D., RNDr. Jiří Otava, CSc., Doc. Ing. Jiří Faimon, Dr., Doc. Ing. Šárka Hladilová, CSc., RNDr. Juraj Franců, CSc., Doc. Ing. Petr Skupien, Ph.D., Mgr. Pavla Dokoupilová, Ph.D., RNDr. Karel Malý, Ph.D., Mgr. Dalibor Všíanský, Prof. RNDr. Martin Mihaljevič, CSc., Mgr. Eva Kryštofová, RNDr. Karel Kirchner, CSc., Prof. RNDr. Jiří Kalvoda, CSc., RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D., RNDr. Lilian Švábenická, CSc., RNDr. Pavel Hanzl, Dr., Mgr. Pavlína Valová, Mgr. Pavel Roštínský, Ph.D., RNDr. Zdeněk Táborský, RNDr. Vladimír Kolejka, Ing. Dagmar Kašperáková, RNDr. Jan Krhovský, CSc., Doc. RNDr. Marian Dyda, CSc.

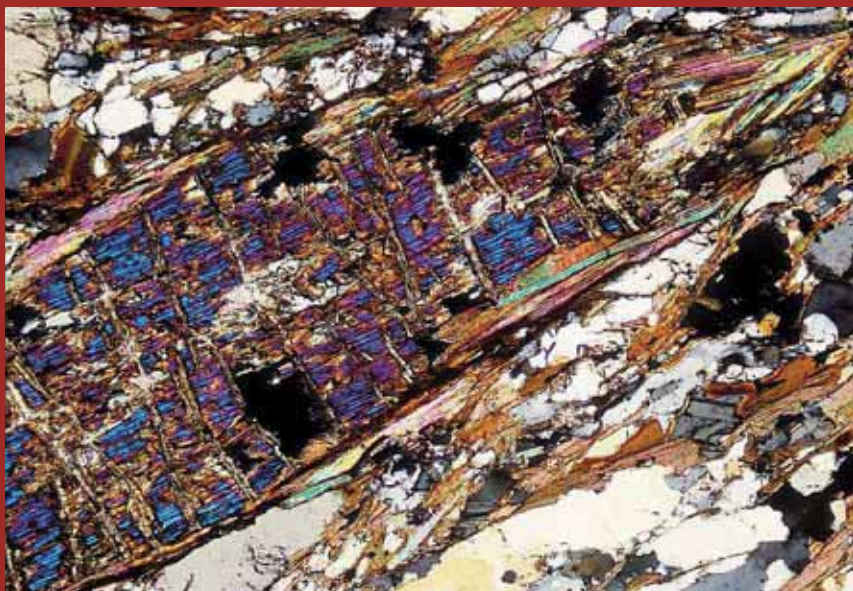
Vydává Masarykova univerzita, Žerotínovo nám. 9, 601 77 Brno, IČ 002 16 224
Vychází dvakrát ročně, toto číslo vychází 27. 11. 2010 v nákladu 170 výtisků

Sazba a technická redakce: Pavel Klímek, Mgr. Helena Gilíková, Ph.D.
Jazyková úprava: Jiřina Novotná
Zpracování pro tisk: Adobe InDesign CS4
Tisk: TDV – Vladimír Dilhof, Vídeňská 80, 639 00 Brno

Časopis je evidován MK ČR pod č. E 19837

ISBN 978-80-210-5324-3
ISSN 1212-6209

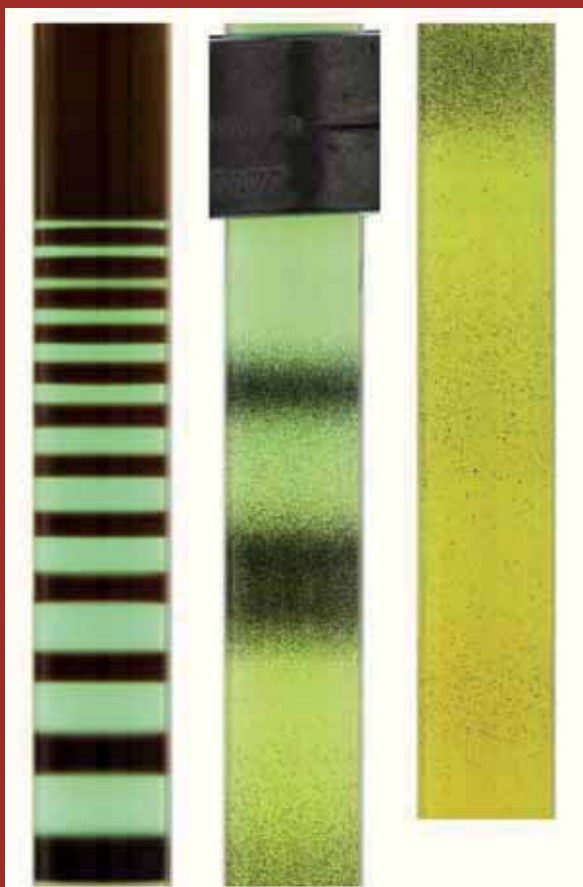
muni
PRESS



Mikrofotografie pseudomorfózy sillimanitu po andalusitu v muskovit-biotitické rule (zkřížené nikoly), Bystré, poličské krystalinikum, šířka fotografie 6 mm. Foto: D. Buriánek 2001.

Palmatolepis gracilis gracilis Branson & Mehl

Hojný konodont středního a svrchního famenu (devon). Na obrázku je přelávaný exemplář z báze spodního tournai (karbon) z Lesního lomu (Moravský kras, Brno-Líšeň), délka 1,3 mm. *Palmatolepis* Ulrich & Basler je typický rod pro svrchní devon. Na jeho závěru, během hangenbergského eventu, vymírají poslední zástupci reprezentovaní uvedeným druhem. Foto: T. Kumpan a J. Štelcl, 2010.



Detail kolony. Podle barev lze rozlišit přítomnost reagentů: žlutá – chroman, světle modrá – iony mědi. Vnější průměr kolony: 20 mm, vnitřní průměr 17 mm. Foto: D. Všianský, 2010.



Vápencový útes pojmenovaný jako Martinka ve střední části Pavlovských vrchů prodělal po ukončení kompresních fází vrásnění proces rozpadu čela příkrovu. Během tohoto procesu docházelo k rozsedání skal ale především k rotaci celého bloku po válcové smykové ploše v měkkých jílovitých horninách. Zmíněné rotace jsou dobře indikovatelné podle změny sklonu vrstevnatosti - úhel ω (Foto: I. Poul, 2008)

**ČESKOMORAVSKÝ
ŠTĚRK**
HEIDELBERGCEMENT Group



**muni
PRESS**

ISBN 978-80-210-5324-3



9 788021 053243